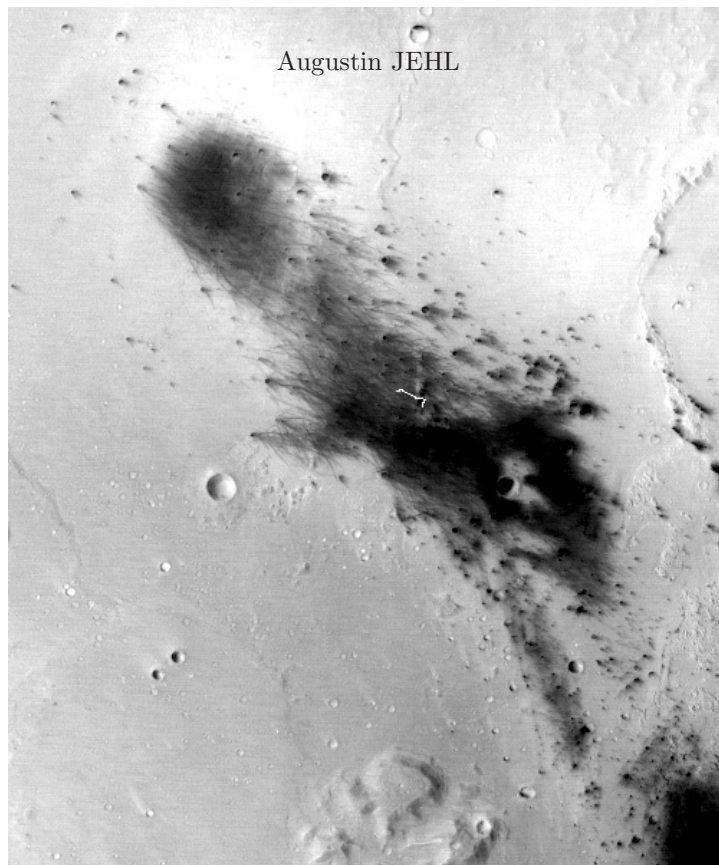




Etude photométrique de la surface de Mars à partir de la caméra HRSC à bord de la sonde Mars Express :

Préparation aux observations orbitales multi-angulaires en
exploration planétaire.



Doctorat de Photométrie/Planétologie (UMR5562/CNRS/UPS)
réalisé sous la direction de Patrick PINET et de David BARATOUX

Jury :

Jean-Philippe Gastellu-Etchegorry, (CESBIO/OMP, Toulouse, Professeur)

Eric Chassefiere, (IPSL, Université de Paris P&M Curie, DR CNRS)

Bernard Schmitt, (LPG, Grenoble, DR CNRS)

Marcello Fulchignoni, (LESIA, Paris VII, Professeur)

David Baratoux, (DTP/OMP, Toulouse, McF, UPS)

Patrick Pinet, (DTP/OMP, Toulouse, DR CNRS, UPS)

remerciements

La mission de remerciement est une tâche ardue tant le nombre de personne qui m'ont aidé a été important, tout autant que la qualité de leur aide.

Je remercie en premier lieu mon directeur de thèse Monsieur Patrick Pinet et mon second responsable : Monsieur David Baratoux. Tous deux ont été une aide très précieuse. Il m'ont appris à force de patience le métier de chercheur, la rigueur et la mise en place progressive et directe du raisonnement dans une présentation scientifique. Ils m'ont intégré au sein de leurs thématiques et fait profiter de l'héritage des acquis de ce laboratoire dans le domaine planétologique. J'ai pu à plusieurs occasions présenter mes travaux et celui de mes coéquipiers au cours de colloques prestigieux.

Je remercie particulièrement Yves Daydou et Serge Chevreil, pour leur bonne humeur et leur disponibilité. J'ai appris à suivre et aller chercher les conseils judicieux de Yves parce qu'il m'aiguillait vers des solutions simples à la fois dans le domaine informatique mais aussi dans la stratégie de travail et les pistes à suivre sur le plan scientifique. Le laboratoire n'aurait pas été le même sans Serge Chevreil : d'abord par sa passion contagieuse. Combien de fois j'ai pu recueillir auprès de lui des feuillets de l'exploration lunaire, et profiter d'un côté humain très enrichissant. J'en profite pour le remercier chaleureusement pour tout ce temps donné, au jour le jour et ces encouragements très motivants.

Je remercie aussi beaucoup mes collègues de bureau que j'ai pu rencontrer au hasard des postes occupés. Ils m'ont ouvert sur leurs sujets d'études, on a parlé, débattu, rigolé dans une estime réciproque. Leur compagnie m'a été un véritable rayon de soleil et ce sont maintenant des amis au delà du cadre de travail. Je remercie particulièrement à cet égard par ordre chronologique : Celine Dantas, Nicolas Guyennon, Sébastien Besse, Stéphane Drouet, Raymond Lataste, Jérémie Leonardon, Jean Baptiste Vincent, Carmen Delamano et Raphael Antoine.

Je remercie aussi mes relecteurs qui ont su éclaircir toutes ces pages au fil des mois. Ce travail était laborieux, et aux antipodes de leur domaine d'intérêt . J'ai été très surpris que tous se proposent à cette lourde tâche et j'ai été tout aussi touché du temps qu'il m'ont consacré et de la pertinence de leurs corrections. Je remercie ma marraine Alix ainsi que ma famille. Je remercie aussi tous 'mes bon génies de Toulouse' pour leur solidarité, leur recul qui au gré de sorties, et surtout de temps d'écoute m'ont rendu la vie plus douce. Je les remercie tous à cette occasion : Alexandra Szelewa, Corinne Buisson, Christine Vaissière, Carmen Castaneda, Sarah Bonin, Valérie et Audrey Souchon. Cette thèse leur doit beaucoup.

J'ai pu profiter d'un grand nombre de commodités matérielles et de services. Il m'ont permis de travailler dans de très bonnes conditions : le CNRS pour les journées de formation et l'accès au restaurant de qualité et l'OMP pour m'avoir si bien accueilli. Je pense par exemple à tous les thèmes que j'ai pu découvrir à l'OMP. Sans pour autant travailler sur ces sujets, j'ai pu y être initié au cours des séminaires, des cours de Master et de discussions passionnantes où l'on se rend compte de l'attrait de toutes les sciences de la nature et de l'univers. Ces événements m'ont permis de constater de l'ingéniosité qui est mise en oeuvre pour révolutionner notre perception de la réalité. J'ai eu l'impression d'être au coeur de la recherche et j'ai été très heureux de par mon parcours d'astronome amateur d'être entouré d'astronomes véritables.

Je pense particulièrement au service informatique avec Pierre Pastor, Yves Daydou et Loïc Jahan, les rares pannes souvent indépendantes de l'OMP ont été très vite réparées. J'étais tenu informé de toutes les opérations et les imprimantes qui sont souvent le cauchemar des informaticiens ont été très bien gérées.

Je pense au secrétariat avec Nathalie Dalariva et pour une bonne part de ma thèse Muriel Barriot. Elle sont pour moi un mystère tant elles ont été efficaces, gentilles, toujours disponibles et ont donné un grand plus au côté humain du laboratoire. Je pense à Madame Marie-Claude Cathala responsable de l'école doctorale. Elle a été formidable. Je pense à la bibliothèque où j'ai toujours été reçu avec gentillesse et efficacité. La facilité avec laquelle on a su exaucer mes requêtes précises, souvent pointues, m'a beaucoup impressionné. J'ai profité à cette occasion de nombreuses fois des ordinateurs en libre service pour rechercher des articles électroniques.

Table réduite des matières

I	Physique du rayonnement	3
1	L'énergie lumineuse	5
2	Grandeurs photométriques	9
3	Milieu dilué	17
4	Photométrie de surface	23
5	Modèles photométriques	41
6	Conclusion	51
II	Photométrie martienne : état de l'art et capteurs	53
1	Photométrie Martienne	55
2	Milieu de propagation	69
3	Camera HRSC et acquisition des données	81
4	Conclusion	89
III	Photométrie sur le cratère de Gusev	91
1	Gusev : Contexte	93
2	Gusev : Acquisition et traitement des données HRSC	101
3	Modélisation photométrique	121
4	GUSEV PHOTOMETRIC VARIABILITY AS SEEN FROM THE ORBIT BY HRSC/MARS-EXPRESS	129
5	Conclusion sur Gusev	167
	Conclusion Générale	169
	Annexes	173

Table des matières

Introduction	vi
I Physique du rayonnement	3
1 L'énergie lumineuse	5
I.1.1 Energie radiante	5
I.1.2 Luminance et réflectance bidirectionnelle	5
I.1.3 Aspect Ondulatoire	5
I.1.4 Aspect corpusculaire	7
2 Grandeurs photométriques	9
I.2.1 Notations géométriques	9
a. Angles d'incidence, d'émergence, de phase	9
b. Plan principal	10
c. Plan bi-normal	10
d. Condition de specularité	11
e. Pseudo normale \vec{n}'	11
f. L'écart à la specularité	11
I.2.2 Grandeurs locales	11
a. Intensité I	11
b. Eclairement E et Exitance M	11
c. Luminance L	12
d. Réflectance bidirectionnelle \mathbf{r}	13
e. Grandeurs dérivées de \mathbf{r}	13
I.2.3 Grandeurs intégrées	14
a. Réflectance bi-conique ou conique-conique R_{cc}	14
b. Réflectance intégrées	15
I.2.4 Les albédos	15
a. Albédo géométrique (physique)	16
b. Albédo de Bond (sphérique)	16
c. Albédo bolométrique	16
d. Albédo normal	16
e. Albédo hémisphérique (plan)	16
f. Autres albédos	16
3 Milieu dilué	17
I.3.1 Interactions entre le rayonnement et une particule isolée	17
a. Extinction	17
b. Albédo de diffusion simple w	18
I.3.2 Fonction de phase $p(g)$	19
a. Les polynômes de Legendre	19
b. Les fonctions de Henyey-Greenstein [Henyey and Greenstein, 1940]	19
c. Sens physique des paramètres associés aux fonctions de phase.	20
I.3.3 Implication pour la diffusion atmosphérique	21

4	Photométrie de surface	23
I.4.1	Décomposition du rayonnement	23
I.4.2	Loi de Bouguer	24
	a. Emission	25
	b. Absorption : Loi de Beer Lambert	25
	c. Réflexion : Coefficient de Fresnel	25
I.4.3	Equation du transfert radiatif	27
	a. Formalisme	28
	b. Méthode de résolution	28
	c. Luminance d'un milieu semi infini	29
I.4.4	Rugosité macroscopique	30
	a. Rugosité optique apparente	30
	b. Différentes définitions	31
	c. Une représentation en facette	32
	d. Modèle de distribution de la pente de la surface	32
	e. L'atténuation G à forte phase	35
	f. Biais dans les angles	36
I.4.5	Diffusion Multiple	37
I.4.6	Effet d'opposition	38
	a. SHOE	39
	b. CBOE	40
5	Modèles photométriques	41
I.5.1	Modèles empiriques et théoriques	41
I.5.2	Les modèles les plus simples	41
	a. Diffuseur parfait	41
	b. Modèle de Lambert [Lambert, 1760]	41
	c. Modèle du miroir	42
I.5.3	Modèles analytiques empiriques	42
	a. Phong	42
	b. Lewis	43
	c. Minnaert [Minnaert, 1941]	43
I.5.4	Modèles analytiques théoriques	45
	a. Lommel-Seeliger	45
	b. Lunar-Lambert	45
	c. Hapke	46
	d. Modèle de Douté et Schmitt [Douté and Schmitt, 1998]	47
	e. Modèle de Shkuratov [Shkuratov et al., 1999]	47
I.5.5	Modèles hybrides	48
	a. Décomposition d'une surface	48
	b. Contribution directe de surface	48
	c. Le Pic de spécularité	49
6	Conclusion	51
II	Photométrie martienne : état de l'art et capteurs	53
1	Photométrie Martienne	55
II.1.1	Les missions martiennes	55
	a. Les sondes orbitales	55
	b. Les atterrisseurs	58
II.1.2	Photométrie martienne : études antérieures	60
	a. Observations et résultats depuis la Terre	60
	b. Observations orbitales	61
	c. Atterrisseurs Viking	63
	d. Mars Pathfinder : station et rover Sojourner	63

e. Mars Exploration Rover : Spirit	64
f. Mars Exploration Rover : Opportunity	66
2 Milieu de propagation	69
II.2.1 Source solaire	69
II.2.2 L'atmosphère martienne	69
a. Les aérosols	71
b. Tempêtes globales	73
c. Tourbillons de poussières	73
II.2.3 La Surface	74
a. Le régolite martien	74
b. Changement de la surface	74
c. Effets éoliens en surface	76
d. Evolution	78
3 Camera HRSC et acquisition des données	81
II.3.1 La caméra HRSC de Mars Express	81
a. Description	81
b. Les capteurs	82
c. Principe de fonctionnement	82
d. Les observations multi-angulaires	86
4 Conclusion	89
 III Photométrie sur le cratère de Gusev	 91
1 Gusev : Contexte	93
III.1.1 Etudes antérieures	95
III.1.2 Evolution de l'albédo de surface	97
2 Gusev : Acquisition et traitement des données HRSC	101
III.2.1 Images acquises et sélection de la zone d'étude	101
III.2.2 Chaîne de traitement des images HRSC	103
a. Images de niveau 1 et de niveau 2	103
b. Images de niveau 3	104
c. Données de niveau 4 et choix du modèle numérique de terrain	104
III.2.3 Analyse préliminaire des données	107
a. Analyse des conditions géométriques d'observation	107
b. Analyse des réflectances observées et de leurs incertitudes sur Gusev	112
c. Diversité photométrique de la zone d'étude	116
3 Modélisation photométrique	121
III.3.1 Tests et essais du modèle de Minnaert	122
a. Jeux de données choisis	122
b. Méthodes de détermination des paramètres	122
c. Tests et essais	123
III.3.2 Tests et essais du modèle de Hapke	125
a. Choix du modèle	125
b. Choix de la méthode de détermination des paramètres (minimisation) :	125
c. Exemple de points particuliers :	126
III.3.3 Introduction à l'article	128

4	GUSEV PHOTOMETRIC VARIABILITY AS SEEN FROM THE ORBIT BY HRSC/MARS-EXPRESS	129
III.4.1	Introduction :	130
III.4.2	HRSC Data Set and Processing :	132
III.4.3	Minnaert results at Gusev :	133
III.4.4	Implementation and testing of Hapke photometric modeling :	141
III.4.5	Gusev and Apollinaris Patera photometric mapping :	152
III.4.6	Derivation of photometric units across Gusev and Apollinaris Patera :	155
III.4.7	Conclusions :	160
5	Conclusion sur Gusev	167
	Conclusion Générale	169
	Annexes	173
	Site et référence d'intérêt :	173
	Angle solide Ω :	174
	Etendue Géométrique G :	174
	Section efficace :	174
	Elements orbitaux :	175
	Construction et comparaison des MNT :	176
	Travaux associés à cette thèse :	178

Introduction

De façon générale, la photométrie se définit étymologiquement comme l'étude et la mesure de l'énergie transportée par le rayonnement électromagnétique et plus particulièrement par la lumière visible.

Dans le domaine de l'observation planétaire des objets solides, la modélisation photométrique cherche à décrire le processus d'interaction de la lumière avec un sol poudreux en fonction des conditions angulaires d'observation et des paramètres liés à la nature de la surface. En quelques années, nous sommes passés de modèles simplistes à des modèles complexes prenant en compte de nombreux paramètres influençant la mesure. La principale difficulté de ces modèles est de comprendre quels sont le sens et le lien entre les paramètres et les caractéristiques physiques de la surface observée.

Le couplage des données optiques in situ et orbitales issues des missions en cours ou prévues (Mars Express, Mars Global Surveyor, Mars Reconnaissance Orbiter, Mars Surface Laboratory 2009) ayant des résolutions spatiales et spectrales très élevées donne ou va donner accès à des paramètres physiques de la surface, tels que la distribution de taille des grains ou l'organisation pluri-échelle de la « topographie », permettant de contraindre des processus géologiques, tels que ceux liés à la cratérisation, au volcanisme (e.g., caractérisation des propriétés rhéologiques, chronologie de la mise en place des coulées) ou aux mécanismes de transport /déposition/ altération/ diagénèse...

Dans le passé, des mesures ponctuelles de réflectance ont été acquises in situ sur des roches ou des sols de la surface martienne dans une large gamme d'angles d'observation et d'illumination au cours des missions Viking, Mars Pathfinder. Actuellement en activité sur Mars depuis 2004, les caméras PANCAM dotées de capteurs multispectraux à bord des rovers Spirit et Opportunity des missions MER produisent aussi ce type de données. De ces mesures ont été déduites des propriétés physiques et minéralogiques de la surface martienne à l'échelle locale (cf. **Fig. 1**). A ainsi été mise en évidence la forte variabilité de la texture de la surface, affectée par différents processus géologiques, que cela soit à l'échelle régionale, locale ou granulaire.



Fig. 1. Soleil couchant à proximité des collines Columbia
Image acquise par la caméra PanCam du rover Spirit, sol 813.

Depuis début 2004, à l'aide de la caméra multi-angulaire stéréoscopique et à Haute Résolution (HRSC pour High Resolution Stereo Camera) à bord de la sonde européenne Mars Express (MEx), un nouveau type de données orbitales dites multi-angulaires est produit à partir des capteurs nadir, stéréo et photométrique (i.e., 5 géométries à 679nm). **L'objectif de cette thèse est d'explorer les possibilités de ces observations inédites en vue de documenter depuis l'orbite les caractéristiques photométriques régionales, voire locales, de la surface avec une résolution spatiale de l'ordre du kilomètre ou mieux en évaluant la robustesse des modélisations photométriques utilisées.**

De ce point de vue, un passage obligé est la confrontation des résultats déduits de l'observation orbitale avec ceux établis *in situ* par les rovers. La région du cratère Gusev explorée par Spirit sera choisie comme lieu privilégié pour cette étude exploratoire.

Les travaux et études conduits dans cette thèse s'inscrivent dans l'idée de progresser quantitativement dans la déconvolution du signal spectroscopique, en séparant la contribution optique liée à la nature compositionnelle des surfaces, de la contribution liée à la structure physique des roches et sols, avec des implications fortes pour l'interprétation fine de l'imagerie spectroscopique planétaire. Ces implications doivent être explorées en lien, d'une part, avec l'imagerie géomorphologique quantitative, et d'autre part, avec la physico-chimie des sols. Une autre implication de cette étude est de pouvoir dans le futur conduire des approches beaucoup plus quantitatives concernant la détection et le suivi des phénomènes variables modifiant la surface martienne et ses états de surface.

Cette thèse se divise en 3 parties. La première introduit les connaissances générales fondamentales en photométrie nécessaires à la compréhension physique du problème et donne une revue des modélisations existantes. Dans la seconde partie, il est fait un récapitulatif de l'observation optique de la surface martienne et des capteurs utilisés. L'accent est mis sur les connaissances ainsi acquises concernant les propriétés de l'atmosphère et du régolithe martiens. Une description détaillée des caractéristiques et performances de la caméra HRSC est ensuite faite afin de percevoir les atouts et limitations des mesures utilisées dans cette thèse. Dans la troisième partie du mémoire, l'étude de la région de Gusev est développée : un état de l'art des observations orbitales et *in situ* caractérisant le site est établi, suivi d'une analyse du traitement des données HRSC utilisées dans la présente étude et d'un argumentaire sur les différents essais de modélisation photométrique réalisés au cours de la thèse. Les principaux résultats sont présentés dans un dernier volet de ce chapitre sous la forme d'un article soumis à Icarus.

Chapitre I

Physique du rayonnement

L'énergie lumineuse

1

I.1.1 Energie radiante

Le mot énergie vient du bas latin *energia* qui vient lui-même du grec 'ενεργεια' (*energeia*) qui signifie « force en action », par opposition à 'δυναμος' (*dynamis*) signifiant « force en puissance ». Sous forme de photon ou de rayonnement électromagnétique, nous mesurons un travail, qui est la conséquence d'un transport et/ou d'une transformation de l'énergie dans le cadre physique, spatial et temporel limité d'un instrument de mesure. L'Unité S.I de l'énergie est le joule et son symbole **J**, celle de **la puissance** est le **Watt** ($\mathbf{W} = \mathbf{J.s}^{-1}$) et celle du **flux** est le $\mathbf{W.m}^{-2}$ ($\mathbf{J.m}^{-2}.\mathbf{s}^{-1}$)

I.1.2 Luminance et réflectance bidirectionnelle

Si nous mesurons l'énergie d'une source lumineuse à partir d'une seule position par rapport à un objet d'étude, nous ne prenons en compte qu'une infime partie de l'énergie émise par celui-ci, la quasi-totalité de cette l'énergie étant dispersée dans d'autres directions. Par ailleurs, si l'objet d'étude est étendu, toute la surface émettrice contribue à l'énergie collectée. Dans les deux cas, l'énergie reçue dépend de la géométrie. Prendre en compte cette dépendance va nous amener à définir une grandeur photométrique plus générale appelée la luminance.

A la suite de cette définition, nous chercherons à ne plus dépendre de notre source lumineuse. Dans le cas d'observation photométrique, il s'agit du Soleil. Nous connaissons le comportement moyen de cette source lumineuse et nous pourrions en fonction de sa distance estimer l'énergie reçue par une surface. C'est ce que nous ferons en définissant l'éclairement (cf. **page 11**).

Nous définissons alors la réflectance qui est le rapport de la luminance sur l'éclairement normalisé reçu. La prise en compte de la configuration angulaire nous fera qualifier cette dernière réflectance de bidirectionnelle, puisque nous verrons qu'elle dépend à la fois des conditions d'illumination et des conditions d'observation. La réflectance bidirectionnelle (cf. **page 13**) sera notre grandeur de comparaison dans tout ce qui suit.

I.1.3 Aspect Ondulatoire

Le rayonnement est composé d'un champ électrique et magnétique :

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \qquad \vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \qquad (1.1)$$

avec	• $\vec{\nabla} = \left\{ \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right\}$	Opérateur Nabla	• \vec{J}	La densité de courant
	• \vec{E}	Le champ électrique	• $\vec{D} = \epsilon_E \vec{E}$	Densité de flux électrique
	• \vec{H}	Le champ magnétique	• $\vec{B} = \mu_H \vec{H}$	L'induction magnétique
	• μ_H	Perméabilité magnétique	• ϵ_E	Permittivité électrique

En multipliant scalairement la première par \vec{H} et la seconde par \vec{E} et en soustrayant membre à membre les deux relations, et compte tenu de la relation : $\vec{\nabla} \cdot (\vec{E} \times \vec{H}) = -\vec{E} \cdot \nabla \times \vec{H} + \vec{H} \cdot \nabla \times \vec{E}$

$$\boxed{\nabla \cdot (\vec{E} \times \vec{H}) = -\vec{E} \cdot \vec{J} - \vec{E} \cdot \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} - \vec{H} \cdot \frac{\partial \vec{B}}{\partial t}} \quad (1.2)$$

En introduisant le vecteur de Poynting $\vec{P} = \vec{E} \otimes \vec{H}$ et la densité de puissance $\frac{\partial w}{\partial t} = \vec{E} \cdot \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} + \vec{H} \cdot \frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$

$$\text{on a : } \boxed{\vec{\nabla} \cdot \vec{P} = -\vec{E} \cdot \vec{J} - \frac{\partial w}{\partial t}}$$

Le produit scalaire $\vec{E} \cdot \vec{J}$ est la puissance par unité de volume, fournie aux charges libres par le champ \vec{E} . L'intégration de l'équation précédente sur un volume V conduit à

$$\iiint_V \vec{\nabla} \cdot \vec{P} = - \iiint_V \vec{E} \cdot \vec{J} - \iiint_V \frac{\partial w}{\partial t}$$

Nous pouvons alors invoquer le théorème de Green-Ostrogradsky en appelant S la surface fermée limitant le volume V , et \vec{n} la normale à S , orientée vers l'extérieur :

$$\oint_S \vec{P} \cdot \vec{n} dS = \iiint_V \vec{\nabla} \cdot \vec{P} \quad \text{ce qui nous donne : } \boxed{\oint_S \vec{P} \cdot \vec{n} dS = \iiint_V \vec{E} \cdot \vec{J} + \iiint_V \frac{\partial w}{\partial t}}$$

Le flux du vecteur de Poynting à travers une surface fermée S , délimitant le volume V , est égal à la variation de puissance induite par le champ électromagnétique dans le volume V . Son module est donc une puissance par unité de surface ($\mathbf{W} \cdot \mathbf{m}^{-2}$) en système S.I ($\mathbf{J} \cdot \mathbf{s}^{-1} \cdot \mathbf{m}^{-2}$).

D'après la théorie ondulatoire de la lumière, tout rayonnement peut être considéré comme la superposition d'ondes planes monochromatiques appelées *modes*, dont la répartition en fréquence de vibration ν et en direction de propagation dépend de la complexité du rayonnement. Chacun de ces modes est caractérisé par les vecteurs champ électrique $\vec{E}(r, t)$ et champ magnétique $\vec{H}(r, t)$:

$$\begin{aligned} \vec{E}(r, t) &= \vec{E}_0 e^{j(\vec{k}\vec{r} - \omega t)} & \vec{H}(r, t) &= \vec{H}_0 e^{j(\vec{k}\vec{r} - \omega t)} & (1.3) \\ \text{où } \vec{k} & (\|\vec{k}\| = n\omega/c) & \text{vecteur d'onde} & & \\ \omega &= 2\pi\nu & \text{est la pulsation du mode} & \nu & \text{la fréquence} \\ n & & \text{indice de réfraction réelle} & c & \text{célérité de la lumière dans le vide} \end{aligned}$$

La plupart des instruments intègrent le signal sur quelques microsecondes. C'est bien insuffisant pour échantillonner la fréquence de pulsation des ondes visibles (10^{14} Hertz). Si dans des longueurs d'ondes plus longues, il devient possible de mesurer le champ électrique directement et aussi sa phase, ce n'est pas encore le cas dans le domaine visible où seule l'énergie reçue et sa polarisation sont accessibles. On peut aussi dire qu'à faible fréquence, l'amplitude et la phase de l'onde sont mesurables alors qu'à haute fréquence, seule l'amplitude au carré est accessible.

L'énergie véhiculée par rayonnement d'un mode (d'un groupe d'ondes de fréquences proches) est proportionnelle à la valeur moyenne temporelle de son vecteur de Poynting, soit :

$$\langle \|\vec{P}\| \rangle = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\epsilon_E}{\mu_H}} \|\vec{E}\|^2$$

I.1.4 Aspect corpusculaire

Paradoxalement, la lumière peut aussi être considérée comme de nature corpusculaire. Le média de transport s'appelle alors le photon : particule sans charge et sans masse. Cette nature corpusculaire entraîne l'existence d'une quantification de l'énergie du photon μ_p selon la loi de Planck reliant cette énergie à la longueur d'onde du rayonnement. (cf. **Fig. 1.1**)

$$\mu_p = h \cdot \nu = \frac{hc}{\lambda_0} \quad \text{avec} \quad h \approx 6,6 \cdot 10^{-34} \text{ J.s} \text{ constante de Planck} \quad (1.4)$$

λ_0 longueur d'onde dans le vide

Par exemple, l'énergie du photon vaut : $\bullet 2 \cdot 10^{-19} \text{ J}$ à $\lambda_0 = 1 \mu\text{m}$
 $\bullet 2 \cdot 10^{-20} \text{ J}$ à $\lambda_0 = 11 \mu\text{m}$

Sous cet aspect, les instruments ne sont plus sensibles à l'intensité d'une force transmise par un champ vectoriel, mais à un nombre entier de corpuscules si ces derniers ont une fréquence lumineuse suffisante. L'arrivée de photons provoque l'éjection d'électrons entraînant l'apparition d'un courant et une différence de tension. C'est ce signal qui est mesuré dans tous nos capteurs modernes comme les CCD (voir page 82).

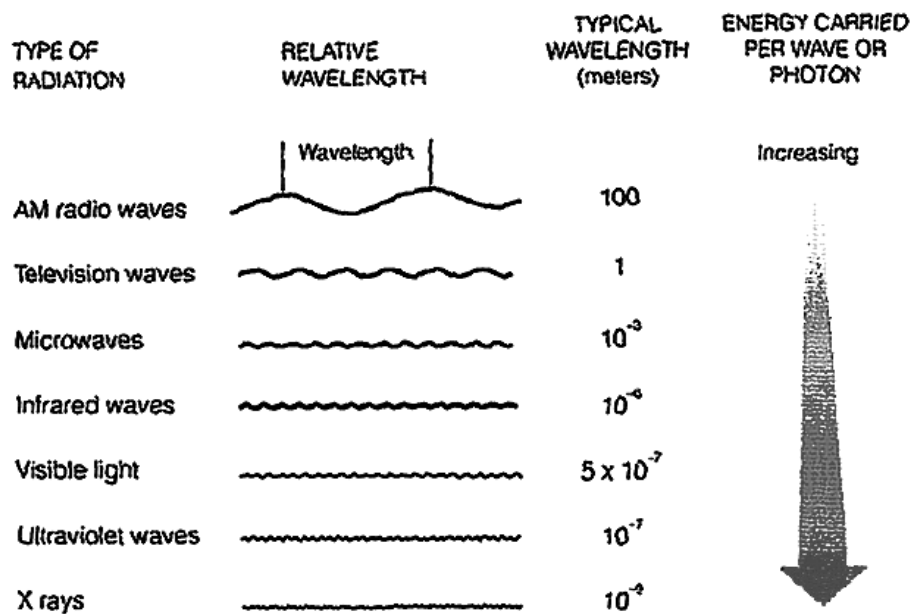


Fig. 1.1. Le spectre du rayonnement électromagnétique

2

Grandeurs photométriques

Ce chapitre a pour objectif de définir les grandeurs géométriques et photométriques utilisées lors de l'observation des surfaces planétaires.

I.2.1 Notations géométriques

a. Angles d'incidence, d'émergence, de phase

La convention angulaire la plus utilisée en photométrie est présentée sur les figures **Fig. 2.1.a** et **Fig. 2.1.b**.

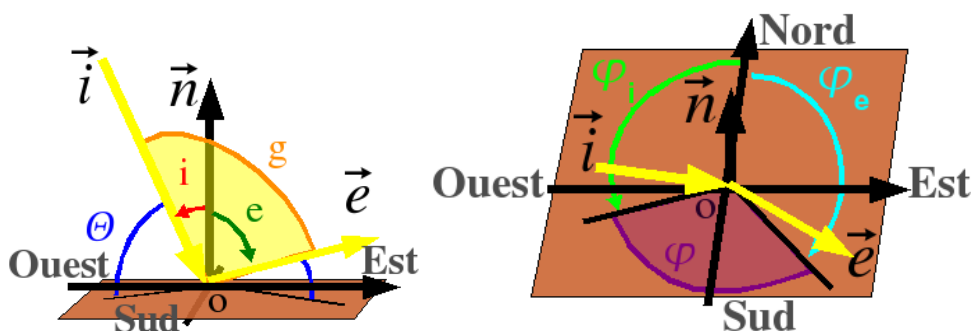
Elle se décompose ainsi :

- **Condition d'illumination** : se définit comme le rayon incident \vec{i} provenant de la source vers le point illuminé O et se redécompose comme :
 - ★ un angle d'incidence i : entre la normale à la surface \vec{n} et \vec{i}
 - ★ un azimut φ_i : entre le Nord et la projection de \vec{i} sur la surface.

- **Condition d'observation** : se définit comme le rayon émergent \vec{e} provenant du point O vers l'observateur et se redécompose comme :
 - ★ un angle d'incidence e : entre la normale à la surface \vec{n} et \vec{e}
 - ★ un azimut φ_e : entre le Nord et la projection de \vec{e}

On considère alors 3 angles dérivant des précédents :

- **l'angle de phase g** : se définit comme l'angle entre le rayon incident et émergent.
- **l'angle de diffusion Θ** : complémentaire à g .
- **l'azimut relatif φ** : se définit comme l'angle entre les projections de \vec{i} et \vec{e} . (Il s'agit de la phase projetée sur la surface.)



2.1.a vue de profil

2.1.b vue de dessus

Fig. 2.1. Conventions géométriques

Ils se déduisent de cette façon :

$$\varphi = |\varphi_e - \varphi_i| \quad \cos g = \cos i \cos e + \sin i \sin e \cos \phi \quad \Theta = \pi - g$$

Nous utiliserons souvent les cosinus de l'incidence et de l'émergence, notés :

$$\mu_0 = \cos i = \vec{i} \cdot \vec{n} \quad \mu = \cos e = \vec{e} \cdot \vec{n} \quad (2.1)$$

La géométrie est parfaitement définie par les 4 angles $i, e, \varphi_i, \varphi_e$. Par la suite, nous supposons que toute grandeur photométrique est indépendante de l'orientation par rapport au Nord. Dans ce cas les angles d'incidence i , d'émergence e et de phase g (ou d'azimut φ) permettent de décrire complètement la configuration angulaire.

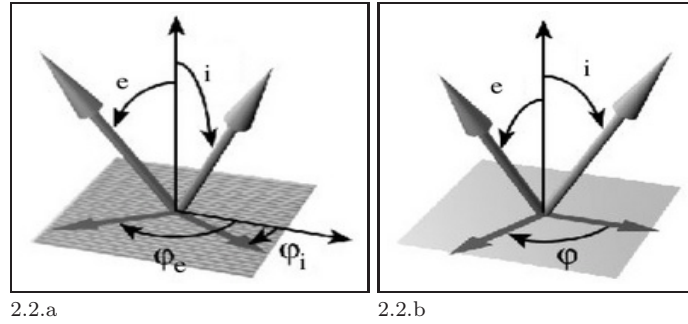


Fig. 2.2. (a) Définition des conditions angulaires dépendantes d'un azimut de référence
(b) Définition des conditions angulaires indépendantes de l'azimut

b. Plan principal

C'est le plan contenant l'angle d'incidence et la normale à la surface (cf. **Fig. 2.3**) :

$$\text{Plan principal} = \varphi$$

i et e sont dans le plan principal lorsque φ égale à 0 ou 180°

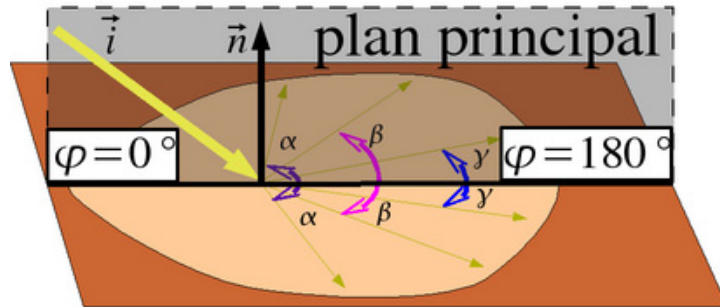


Fig. 2.3. Définition du plan principal

c. Plan bi-normal (cf. Fig. 2.4)

Il est défini comme le plan perpendiculaire à la fois au plan principal et au plan tangentiel à la surface (cf. **Fig. 2.4**). Après le plan principal, c'est le plan où sont présentes les plus fortes anisotropies de diffusion. Les atténuations sur les côtés sont, si elles existent, le plus prononcées sur ce plan. A l'aide d'un seul paramètre supplémentaire (cf. **page ??**), il devient alors possible de prendre en compte l'anisotropie de diffusion.

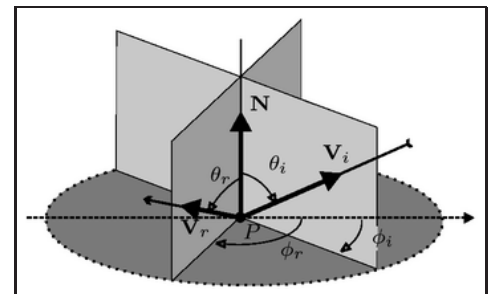


Fig. 2.4. Dessin du plan bi-normal

d. Condition de spécularité

La spécularité a lieu lorsque l'incidence est égale à l'émergence et qu'elles sont sur un même plan $i = e$; $\varphi_i = \varphi_e + \pi$.

e. Pseudo normale \vec{n}'

Le vecteur \vec{n}' est situé à la bissectrice entre \vec{i} et \vec{e} , l'angle $\{\vec{n}', \vec{i}\}$ et l'angle $\{\vec{n}', \vec{e}\}$ valent donc $g/2$ (cf. **Fig. 2.5**). C'est la direction que doit avoir la normale locale à la surface pour respecter les conditions de spécularité.

L'angle entre \vec{n}' et \vec{n} est égal à : $\alpha_{\vec{n}'} = \arccos\left(\frac{\mu_0 + \mu}{2 \cos(g/2)}\right)$

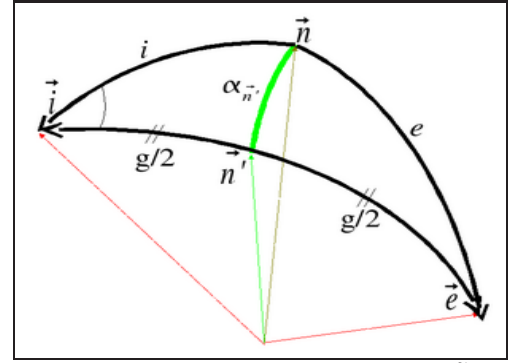


Fig. 2.5. Géométrie du vecteur \vec{n}'

f. L'écart à la spécularité (cf. **Fig. 2.6**)

On peut aussi au lieu de rechercher la pseudo normale en fixant \vec{i} et \vec{e} , fixer \vec{i} et \vec{n} , et rechercher la direction de spécularité \vec{Spec} . L'écart est alors l'angle entre l'émergence \vec{e} et \vec{Spec} .

Vu autrement, l'angle selon lequel une facette doit être basculée pour être dans la condition de spécularité est l'angle pour lequel la normale \vec{n} et la pseudo-normal $\alpha_{\vec{n}}$ sont confondues : si une facette tourne d'un angle α , son angle de réflexion augmente de 2α . On retrouve aussi ce résultat à l'aide du théorème de Thalès.

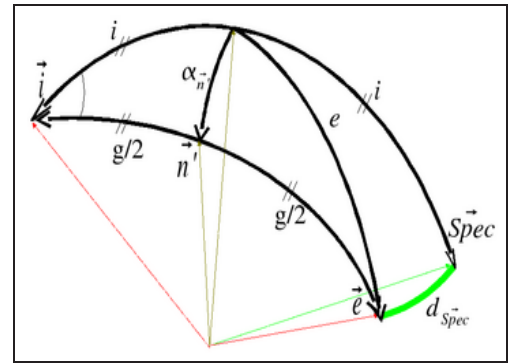


Fig. 2.6. Géométrie du vecteur \vec{Spec}

I.2.2 Grandeurs locales

a. Intensité I ($\text{W} \cdot \text{sr}^{-1}$)

En photométrie, l'intensité est définie indirectement comme ce qui, intégré dans toutes les directions, $\Omega_{\text{sphère}}$ (voir **page 174**) donne la puissance de radiance :

$$\mathbf{F} = \int_{\Omega_{\text{sphère}}} \mathbf{I}(\omega) \cdot d\omega_{\text{sphère}} \quad \text{avec } \Omega \text{ la direction et } d\omega \text{ l'angle solide} \quad (2.2)$$

L'intensité en photométrie est la prise en compte de l'orientation. Elle permet de distinguer deux mesures faites dans des configurations angulaires différentes vis à vis de l'objet d'observation. Ceci permet de construire l'indicatrice d'intensité d'une source qui est la surface délimitée par le lieu de l'extrémité du vecteur \vec{I} , l'origine de ce dernier étant maintenue fixe au centre de la source.

Une intensité constante quelle que soit la direction est dite isotrope. Son indicatrice d'intensité est une sphère. Les sources au contraire très directives (ex : lasers) ont une indicatrice d'intensité très allongée le long de la direction d'émission, associée à une ouverture angulaire infinitésimale. C'est une grandeur utile dans le cas d'une source lumineuse ponctuelle. Par exemple, l'intensité d'une étoile se confond avec sa luminance (cf. **page 12**).

b. Éclairement E et Exitance (ou Emittance) M ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Lorsque nous voulons distinguer une puissance de radiance en fonction d'une aire, nous parlons soit de l'éclairement si c'est la surface réceptrice qui est prise en compte, soit de l'Exitance s'il s'agit d'une source étendue. Dans le premier cas, toutes les directions incidentes sont prises en compte, dans le second cas : toutes les directions émergentes. Par exemple, si nous observons une planète possédant une atmosphère, l'éclairement est une combinaison du rayonnement solaire direct très peu divergent et du

rayonnement multidirectionnel diffus provenant des particules constituant l'atmosphère. Nous retrouvons ces concepts en [page 14](#) et [page 23](#).

L'éclairement E_i est le flux incident $dF_{incident}$, issu de toutes les directions du demi-espace supérieur, par unité de surface dS_{cible} de la cible. L'émittance M_e désigne le flux rayonné $F_{rayonné}$ par unité de surface émettrice $dS_{émetteur}$.

$$E_i = \frac{dF_{incident}}{dS_{cible}} \quad (2.3)$$

$$M_e = \frac{dF_{rayonné}}{dS_{émetteur}} \quad (2.4)$$

Pour mieux comprendre ce que la définition d'un éclairement ou d'une émittance apporte, prenons deux exemples concrets :

- **Le soleil n'est pas une source homogène** ; elle est moins brillante au limbe, et des taches moins chaudes et des spicules parsèment sa surface. La variation de brillance sur sa surface sera décrite par une variation d'Emittance.

- **Tout corps sphérique présente une variation de brillance sur sa surface** ; chaque élément de surface est plus ou moins éclairé suivant son orientation (cf. [page 24](#)). L'élément de surface face à la source lumineuse est le plus éclairé, Les éléments proches du terminateur sont les moins éclairés. Ces variations sont des variations d'Eclairement.

c. Luminance (L) ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$)

La luminance L est définie comme étant le flux rayonné $F_{rayonné}$ par unité d'angle solide $d\Omega$ et par unité de surface dS dans une direction donnée (cf. [Fig. 2.7](#)). Elle s'exprime en $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$ et prend à la fois en compte la direction et la surface d'émission. θ est l'angle entre l'élément de surface dS et la source.

$$L = \frac{d^2 F_{rayonné}}{dS \cdot d\Omega \cos(\theta)}$$

Avec les définitions d'éclairement et d'existance précédentes, nous pouvons définir deux luminances différentes selon leur direction (incidente ou émergente) et selon l'hémisphère au sein duquel nous nous plaçons. Cette notion est difficile parce que ces 2 hémisphères se superposent spatialement. Il s'agit d'une séparation en triant dans deux espaces différents, les rayons qui arrivent et ceux qui repartent.

$L_i = \frac{dE_i}{d\Omega_{hémisphère\ i}}$	$L_e = \frac{dM_e}{d\Omega_{hémisphère\ e}}$
<p>avec</p> <p>L_i Luminance arrivant à la surface</p> <p>L_e Luminance provenant de la surface</p>	<p>$\Omega_{hémisphère\ i}$ Angle solide : hémisphère incident</p> <p>$\Omega_{hémisphère\ e}$ Angle solide : hémisphère émergent</p>

L'éclairement et l'existance sont les sommes de ces luminances sur tout leur hémisphère respectif. Leur indice i et e rappellent dans quel hémisphère ils ont été définis.

$$E_i = \int_{hémisphère} L_i \cos(\theta) d\Omega_{hémisphère\ i} \quad (2.6)$$

$$M_e = \int_{hémisphère} L_e \cos(\theta) d\Omega_{hémisphère\ e} \quad (2.7)$$

Ces équations se simplifient si L_i et L_e sont indépendantes de la direction ($L_i = cst_1$, $L_e = cst_2$)

$$E_i = L_i \int_0^{\frac{\pi}{2}} 2\pi \sin \theta \cos \theta_i d\theta = \pi L_i$$

$$M_e = L_e \int_0^{\frac{\pi}{2}} 2\pi \sin \theta \cos \theta_e d\theta = \pi L_e$$

Ces lois vont nous être utiles lorsque nous approfondirons l'expression des modèle diffusifs (cf. **page 41**, **page 43**), c'est-à-dire des modèles où la lumière a la même intensité quelle que soit la direction où nous la regardons.

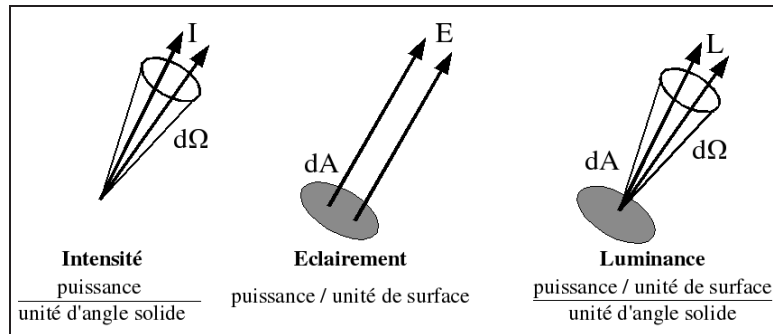


Fig. 2.7. Différence entre intensité, éclairement et luminance.

L'intensité ne prend pas en compte la surface.

L'éclairement ne prend pas en compte la direction.

La luminance prend en compte la surface et la direction

d. Réflectance bidirectionnelle r

La réflectance bidirectionnelle r d'une surface désigne le rapport entre la luminance qu'elle réfléchit et l'éclairement incident collimaté auquel elle est soumise. C'est un terme (sr^{-1}). Elle s'écrit pour une direction d'incidence \vec{i} et une direction d'émergence \vec{e} :

$$r(i, e, g) = \frac{L_e}{E_i} = \frac{L_e}{L_i \cos i} = \frac{I}{\pi F} \quad (2.8)$$

où I et F sont l'intensité et le flux reçu par la surface. La réflectance bidirectionnelle vérifie les propriétés physiques suivantes :

- Le principe de réciprocité d'Helmholtz : $\forall \vec{i}, \forall \vec{e} \quad r(i, e, g) \cos e = r(e, i, g) \cos i$
- Le principe de conservation de l'énergie :

Le flux réfléchi par la surface dans tout l'hémisphère est inférieur ou égal au flux incident.

e. Grandeurs dérivées de r

Pour des raisons pratiques, nous allons donner trois définitions supplémentaires pour la réflectance bidirectionnelle, . Elles sont toutes issues de r qui est notre unité de mesure :

- Facteur de radiance : $RADF = \pi \cdot r(i, e, g)$

Ce format normalise la somme des réflectances à une valeur ≤ 1 :

$$\iint_{\text{hémisphère}} RADF(i, e, g) \cos \theta d\omega \leq 1$$

- Fonction de distribution de r : $BRDF = r(i, e, g) / \cos(i)$
- Facteur de réflectance : $REFF = \pi \cdot r(i, e, g) / \cos(i)$

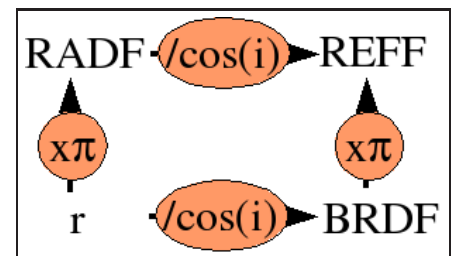


Fig. 2.8. Relation entre les différentes définitions de réflectances

Les grandeurs BRDF et REFF prennent en compte la diminution de l'énergie avec la valeur de i .

Type de grandeur	Unité et Symbole		Terme français	Terme Anglais
Travail		Joules (J)	Q	Energie radiante
Puissance		$W(J.s^{-1})$	F	Flux lumineux Puissance radiante
Dérivée de Puissance	Flux	$W.sr^{-1}$	I	Intensité
		$W.m^{-2}$	E	éclairement
		$W.m^{-2}$	M	Exitance énergétique
	Dérivée de Flux	$W.m^{-2}.sr^{-1}$	L	Luminance
Rapport (Reflectance=Refl.)		sr^{-1}	r	Réfl. Bi-directionnelle
			BRDF	Fonction de distribution de refl. bi-directionnelle
			RADF	Facteur de radiance
			REFF	Facteur de refl.
				Bidirectional refl.
				Bidirectional refl. Distribution function
				Radiance factor
				Refl. Factor

Tab. 2.1. Les grandeurs photométriques

I.2.3 Grandeurs intégrées

Une partie de la lumière touchant le sol vient directement du Soleil, mais une autre partie provient aussi de toutes les directions après diffusion par l'atmosphère (cf. **Fig. 2.9**). De même la lumière issue du Soleil est diffusée par la surface et l'atmosphère dans toutes les directions de l'espace

Cela justifie la définition de grandeurs intégrées dérivées de la réflectance bidirectionnelle.

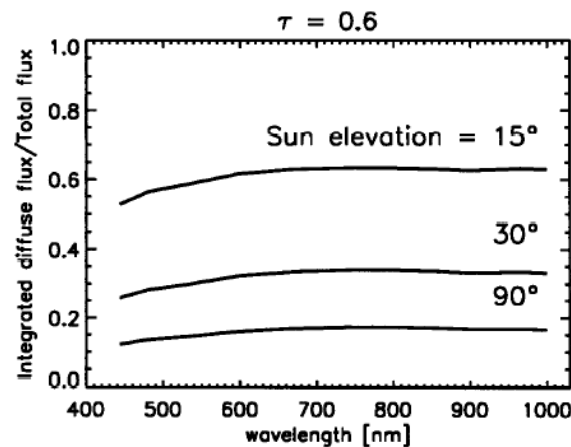


Fig. 2.9. Que mesure-t-on vraiment ? : Omniprésence de la lumière diffuse
Rapport entre flux en provenance du Soleil et flux diffus [Markiewicz et al., 2002].

a. Réflectance bi-conique ou conique-conique R_{cc}

Les grandeurs présentées jusqu'à présent étaient définies sur des angles solides infinitésimaux. Si nous considérons que la source et le capteur ont une certaine surface apparente vis à vis du point étudié, alors notre mesure est la somme des réflectances bidirectionnelles reçues. Si nous appelons Ω_1 l'angle solide de la source et Ω_2 celui du capteur, nous avons :

$$R_{cc} = \int_{\Omega_1} \int_{\Omega_2} r(i, e, g) \cos(\theta_1) \cos(\theta_2) d\Omega_1 d\Omega_2$$

b. Réflectance intégrées

Nous pouvons aussi intégrer la réflectance sur toutes les directions d'incidence et/ou d'émergence possibles. Une intégration sur un hémisphère correspond à un angle solide de 2π (cf. **page** 174). Ces grandeurs sont mesurables en laboratoire moyennant certaines adaptations (cf. **Fig. 2.10**).

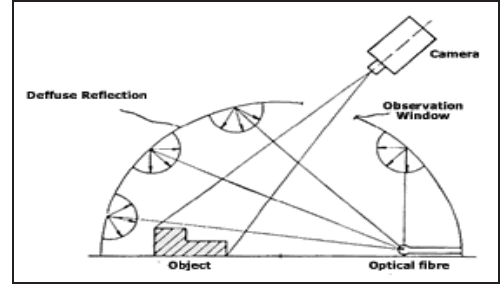


Fig. 2.10. Méthode de mesure : R_{hd}

Réflectance	Définition	Commentaire
Directionnelle -Hémisphérique (ou Hémisphérique)	$R_h = \frac{1}{\mu_0} \int_{2\pi} r(i, e, g) \mu \cos(\theta_e) d\Omega_e$	Intégration sur toutes les directions d'émergence Le facteur μ_0 ramène à incidence normale. Le facteur μ est l'atténuation de l'angle solide .
Hémisphérique -Directionnelle	$R_{hd} = \int_{2\pi} r(i, e, g) \cos(\theta_i) d\Omega_i$	Intégration sur toutes les directions d'incidence (cf. Fig. 2.10)
Sphérique (bi-hémisphérique)	$R_s = \frac{1}{\pi} \int_{2\pi} \int_{2\pi} r \cos(\theta_e) \cos(\theta_i) d\Omega_e d\Omega_i$	L'hémisphère supérieur est intégré deux fois.

Tab. 2.2. Réflectances intégrées sur un hémisphère

Source	Récepteur		
	ω_r	Ω_r	2π
ω_i	$r(\vec{i}, \vec{e})$	$r(\vec{i}, \vec{e})$	$R_h(\vec{i})$
Ω_i	$r(\vec{i}, \vec{e})$	$R_{cc}(\vec{i}, \vec{e})$	
2π	$R_{hd}(\vec{e})$	Mesure par Satellite	R_s

Fig. 2.11. Résumé des différentes réflectances.

I.2.4 Les albédos

L'albédo vient du latin *Albus* qui veut dire blanc et vise à quantifier la proportion de lumière réfléchi. C'est une valeur scalaire pratique utilisée pour des observations de corps planétaires vus comme des points. Sa mesure dans l'infrarouge et le visible permet par exemple d'obtenir un ordre de grandeur du diamètre des astéroïdes.

	Bond	Geometrique
Mercury	0.119	0.138
Venus	0.75	0.84
Earth	0.29	0.367
Moon	0.123	0.113
Mars	0.16	0.15
Enceladus	0.99	1.4

Tab. 2.3. Exemples d'albédos

Les planètes externes, plus éloignées du Soleil que ne l'est la Terre, sont observées à faible angle de phase. L'objet est alors illuminé sur l'ensemble de sa face visible. Depuis le début de l'exploration planétaire, sa définition a été étendue à une surface. Nous allons voir que ces définitions de l'albédo se rapportent souvent à des réflectances ramenées à des configurations particulières.

a. Albédo géométrique (physique)

$$A_p = R^{-2} \int_{A(i)} r(e, e, 0) \mu dA$$

L'albédo géométrique est l'intégration de la réflectance r sur toute la surface de l'objet planétaire de rayon R si l'observateur et le Soleil sont alignés pour chaque point de la surface étudiée. C'est donc une unité réservée à des observations à grande distance où la taille apparente de l'objet céleste est petite par rapport à l'éloignement de l'observateur. Tout comme la réflectance bidirectionnelle, sa valeur peut dépasser l'unité puisque la réflectance est comparée à une surface lambertienne et qu'il n'est pas intégré sur toutes les directions.

b. Albédo de Bond (sphérique)

$$A_s = R_s$$

L'albédo de Bond correspond à la fraction d'énergie rayonnée par rapport à l'énergie reçue totale. Très difficilement mesurable car demandant d'être intégré sur toute les géométries, il est cependant crucial pour appréhender la balance énergétique du corps en question. Il est l'analogue planétaire de la réflectance sphérique locale ou encore de l'albédo de diffusion simple à l'échelle microscopique.

c. Albédo bolométrique

Il est défini comme l'albédo sphérique pondéré par l'émission spectrale du Soleil. Il s'agit de la seule unité intégrée sur un domaine spectral.

$$A_b = \frac{\int_0^\infty S_\odot(\lambda) A_s(\lambda) q(\lambda) d\lambda}{\int_0^\infty S_\odot(\lambda) d\lambda}$$

avec $S_\odot(\lambda)$ Spectre solaire
 $q(\lambda)$ L'intégrale de phase
 $A_s(\lambda)$ L'albédo sphérique

Le spectre du soleil peut être modélisé par un corps noir de température comprise entre 5800K et 6000K (cf. Fig. 2.12).

d. Albédo normal

$$A_n = \pi \cdot r(e, e, 0)$$

L'albédo normal est la définition étendue de l'albedo géométrique pour des portions de surface. Il permet l'intercomparaison entre ces derniers à la condition que la surface soit supposée lambertienne.

e. Albédo hémisphérique (plan)

$$A_h(i) = r_h(i)$$

L'albédo hémisphérique est identique à la réflectance hémisphérique :

f. Autres albédos

Il existe aussi d'autres albédos, qui sont des paramètres de modèle que nous allons voir [page 41](#). Nous pouvons ainsi citer l'albédo de Lambert ([page 43](#)) et celui de Minnaert ([page 43](#)). Ils sont déterminés au cours d'une recherche de la meilleur similitude possible entre un modèle et une série de mesures.

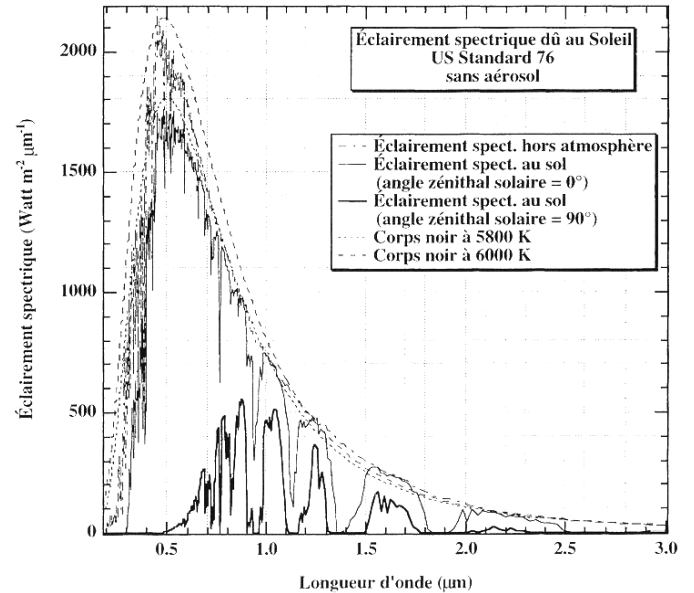


Fig. 2.12. Spectre d'émission reçu du Soleil

3

Photométrie en milieu dilué

I.3.1 Interactions entre le rayonnement et une particule isolée

L'objectif de cette partie est de décrire les phénomènes qui interviennent lorsque le champ électromagnétique interagit avec une particule isolée dans l'espace. La caractérisation optique de cette particule s'appuie sur le flux qu'elle prélève au faisceau incident et sur la répartition angulaire du flux renvoyé dans tout l'espace sous l'effet de l'éclairement.

a. Extinction

Le concept d'extinction intègre les phénomènes d'absorption et de diffusion (*Scattering*) (cf. **Fig. 3.1**). L'extinction est la somme des deux. Le flux éteint par la particule F_E s'écrit

$$F_E = F_A + F_S \text{ avec } F_A, F_S \text{ les contributions de flux}$$

Nous pouvons définir cette perturbation comme une section efficace (cf. **page 174**) ou encore en terme d'efficacité.

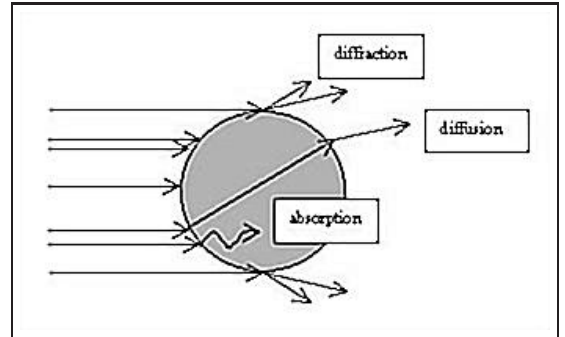


Fig. 3.1. Différents types d'interaction

$$\begin{aligned} \sigma_{E,A,S} &= F_{E,A,S}/E_e & \sigma_E &= \sigma_A + \sigma_S \\ Q_{E,A,S} &= \sigma_{E,A,S}/\sigma & Q_E &= Q_A + Q_S \end{aligned}$$

où σ désigne la section efficace et a le rayon moyen

σ_E se déduit comme la perturbation occasionnée par une particule entravant la propagation d'une onde plane incidente. L'établissement de cette relation montre l'implication de phénomènes d'interférences, au-delà d'un simple "blocage" de l'onde incidente par la particule.

L'intrus se comporte comme un générateur d'ondes sphériques de fonction d'amplitude $\Phi(\Theta)$.

$$\sigma_E = \frac{\lambda^2}{\pi} \cdot \text{Re}(\Phi(\Theta))$$

La section de diffusion se retrouve aussi par intégration dans toutes les directions de l'intensité puisque la section efficace de diffusion intégrée de la particule est égale au flux qu'elle diffuse, par unité d'éclairement incident :

$$\sigma_S(e, \varphi) = \frac{I(e, \varphi)}{E_e}$$

$$\sigma_S = \frac{F_S}{E_e}$$

$$\int_{4\pi} \sigma_S(e, \varphi) = \sigma_S$$

b. Albédo de diffusion simple w

Lorsqu'une particule isolée dans l'espace est éclairée par une onde électromagnétique, l'albédo de diffusion simple se définit comme le rapport de l'énergie diffusée par l'énergie perturbée. Il mesure la tendance pour un rayonnement à être diffusé plutôt qu'absorbé.

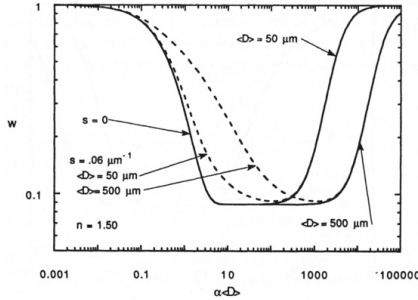
$$w = \sigma_S / \sigma_E = F_S / F_E$$

Nous associons habituellement ce paramètre à la luminosité intrinsèque d'une seule particule de façon analogue à l'albédo de Bond, pour une planète entière, ou à la réflectance sphérique pour une surface quelconque. Moyennant quelques hypothèses, il est relié aux différentes grandeurs intégrées par le biais du paramètre $\gamma = \sqrt{1 - w}$ et de la fonction d'Espat : $W = (1 - w)/w = Q_A/Q_S$

$$w \approx 4r_0/(1 + r_0)^2 \quad r_s \approx r_0 \left(1 - \frac{1}{3} \frac{\gamma}{1 + \gamma}\right) \quad A_p \approx \frac{1}{2}r_0 + \frac{1}{6}r_0^2 \quad A_s \approx r_0 \left(1 - \frac{1 - r_0}{6}\right)$$

C'est un paramètre intrinsèque à une particule, comme l'est l'indice de réfraction ou la taille. Une autre relation nous aide à comprendre la nature de ce paramètre, c'est la dépendance entre l'albédo de diffusion simple et le produit $\alpha \langle D \rangle$. α est l'atténuation linéique ($\alpha = 4\pi m / \lambda$) et $\langle D \rangle$ le diamètre efficace des particules (libre parcours moyen avant diffusion).

Cette relation présente 2 zones distinctes (cf. **Fig. 3.2**) : une zone de diffusion volumique et une zone de diffusion de surface qui exprime que la majeure partie des rayons réfléchis n'ont pénétré qu'une fine épaisseur des particules ou profondément.



w	m	$\langle D \rangle$
0.9	0.01 - 0.001	0.6 – 6 μm
0.7	0.01 - 0.001	2.3 – 23 μm
0.5	0.01 - 0.001	5.4 – 54 μm

Profondeur de diffusion ($\lambda = 675 nm$)

w : albédo de diffusion simple

m : indice de réfraction imaginaire

$\langle D \rangle$: diamètre efficace des particules

Fig. 3.2. Zone de diffusion de w

Cependant Piatek et al. [2004] montrent qu'en faisant varier la taille des grains, ce paramètre peut parfois représenter un agglutinat de particules et que ce modèle est également valable pour toutes les tailles de particules. Ce paramètre est applicable au moins aux particules plus grandes que la longueur d'onde.

[Hapke et al., 2007] a recommencé des mesures expérimentales sur des poudres sphériques de **50 μm** et de **200 nm**. Il conclut que des particules rapprochées ont tendance à être plus rétrodiffusantes du fait de la suppression des phénomènes de diffraction présents quand une particule est isolée. Il considère que les modèles basés sur les équations de transfert radiatif sont valables pour un milieu particulaire.

Sous certaines conditions : ($W \approx \alpha \langle D \rangle \rightarrow \alpha \langle D \rangle < 0.1$), nous trouvons que $w = 1/(1 + \alpha \langle D \rangle)$. Si nous réutilisons que $\alpha = 4\pi m / \lambda$, nous avons une relation entre m l'indice de réfraction imaginaire, $\langle D \rangle$ la taille moyenne, et w l'albédo :

$$\langle D \rangle = \frac{(1 - w) \lambda}{w \cdot 4\pi m}$$

I.3.2 Fonction de phase $p(g)$

La fonction de phase d'une particule représente la manière dont la puissance incidente est diffusée dans les différentes directions de l'espace (cf. **Fig. 3.3**). Elle est définie par la relation :

$$\frac{I}{F} = \frac{p(\Omega, \Omega')}{4\pi} \cdot d\omega \quad (3.0)$$

La fonction de phase est proportionnelle à la probabilité qu'un faisceau incident dans l'angle solide $d\omega'$ centré sur la direction Ω' , soit diffusé dans l'angle solide $d\omega$ centré sur Ω (cf. **Fig. 3.4**) :

$$\frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} P(\Omega', \Omega) d\omega = 1$$

Dans le cas où les particules diffusantes sont composées d'un matériau homogène isotrope et présentent une symétrie sphérique parfaite, où le milieu n'a pas de direction préférentielle, la fonction de phase ne dépend que de l'angle de phase g entre la direction d'incidence et celle de diffusion. Par contre, si le milieu ne respecte pas ces conditions, la fonction de phase dépend de 2 angles (phase et direction).

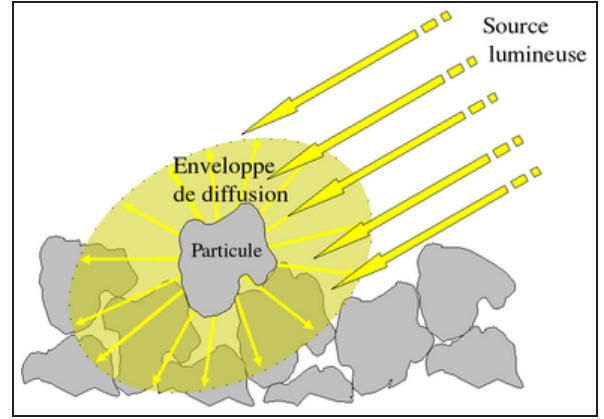


Fig. 3.3. Comportement diffusif

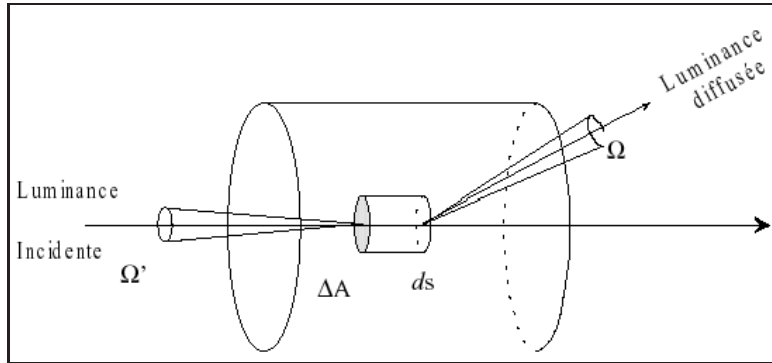


Fig. 3.4. Probabilité de diffusion de $d\omega'$ vers $d\omega$ [Moura, 2000]

a. Les polynômes de Legendre

Dans les modèles photométriques, la fonction de phase est approchée par diverses fonctions paramétrées. Par exemple, les polynômes de Legendre sont très efficaces si la diffusion par les particules est de nature assez isotrope. Seuls les deux ou trois premiers termes sont en général retenus :

$$P_{Leg}(g, a_1, a_2) = 1 + a_1 \cos g + \frac{a_2}{2}(3 \cos^2 g - 1) \quad \text{avec } a_1 \text{ et } a_2 \text{ constantes} \quad (3.1)$$

b. Les fonctions de Henyey-Greenstein [Henyey and Greenstein, 1940]

Cet autre modèle utilise une ou deux ellipses avant et/ou arrière.

•**HG1** Avec 1 seul lobe, nous avons (cf. **Fig. 3.5**) : $P_{HG1}(g, \xi) = \frac{1 - \xi^2}{(1 + 2\xi \cos g + \xi^2)^{3/2}} \quad (3.2)$

•**HG2** Avec 2 lobes [Domingue et al., 1991] (cf. **Fig. 3.7**) :

$$\begin{aligned} P_{HG2}(g, b, c) &= (1 - c) \cdot P_{HG1}(g, b) + c \cdot P_{HG1}(g, -b) \\ &= (1 - c) \cdot \frac{1 - b^2}{(1 + 2b \cos g + b^2)^{3/2}} + c \cdot \frac{1 - b^2}{(1 - 2b \cos g + b^2)^{3/2}} \end{aligned}$$

•**HG3** Il est possible d'ajouter un 3^e paramètre [Hartman and Domingue, 1998] :

$$P_{HG3}(g, b1, b2, c) = (1 - c) \cdot P_{HG1}(g, b1) + c \cdot P_{HG1}(g, b2) \quad (3.3)$$

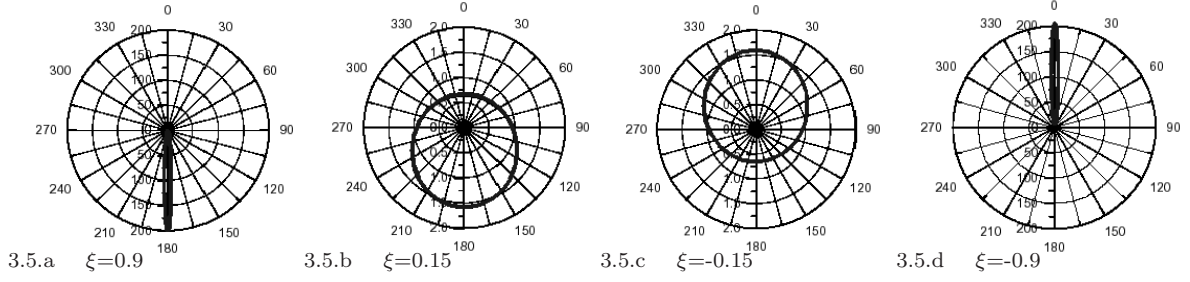


Fig. 3.5. Exemple de formes de diffusion : Henyey Greenstein à un paramètre [Moura, 2000]

c. Sens physique des paramètres associés aux fonctions de phase.

Arrêtons nous un instant sur les figures **Fig. 3.5** et **Fig. 3.8**. Elles montrent toutes deux les relations qui existent entre une valeur de paramètre ξ (ou du couple $\{b,c\}$) et la forme du lobe de diffusion qui en découle. Ces paramètres sont révélateurs de la forme, de la taille et de la transparence des particules. Parmi le modèle HG à 1, 2 ou 3 paramètres, les deux premiers ces dernières années ont été très utilisés [Johnson et al., 2006a,b, Soderblom et al., 2006a].

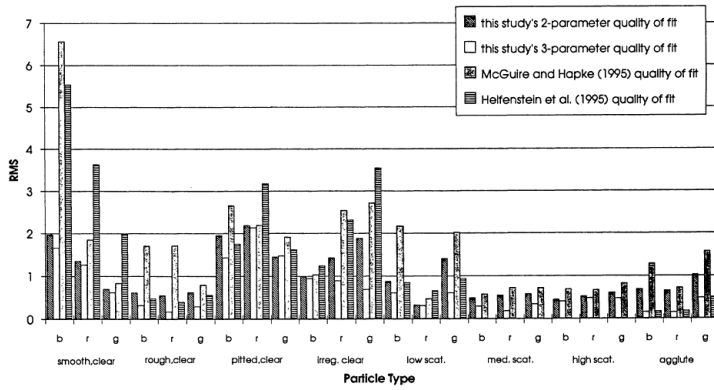


Fig. 3.6. Comparaison entre les modèles :
Le résidu dépend des particules [Hartman et al., 1996]

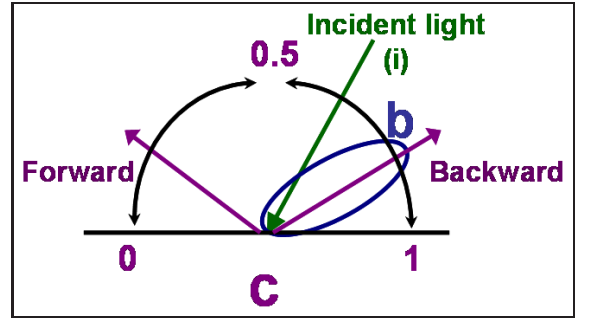
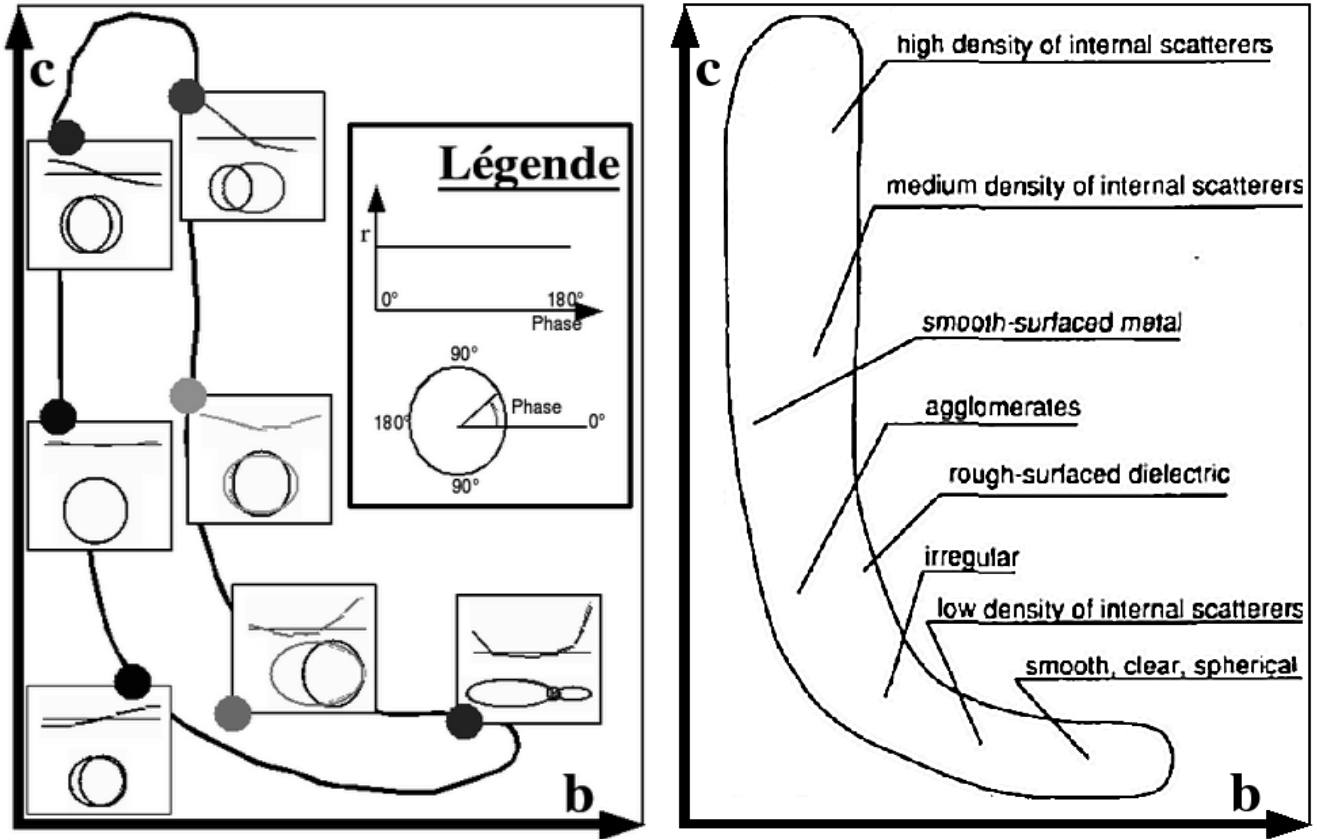


Fig. 3.7. Schéma explicatif du couple (b,c)
Le paramètre b quantifie l'isotropie du lobe de diffusion, le paramètre c sa directions dominante. $c < 0.5$ vers l'avant, $c > 0.5$ vers l'arrière

Le paramètre ξ décrit à la fois l'anisotropie et le sens de diffusion. Un ξ négatif exprime une tendance à la rétrodiffusion, tandis qu'une valeur absolue forte traduit une diffusion très anisotrope. Ces 2 aspects sont séparés dans le couple $\{b,c\}$. Le paramètre b décrit l'anisotropie : un b de 0 représente une particule qui diffuse dans tous les sens et donc une fonction de phase plutôt plate. Aux valeurs de b très faibles, le paramètre c n'est pas contraint. Ce paramètre est sensible au côté préférentiel de diffusion. c dénote la tendance à diffuser vers l'avant ($c < 0.5$) ou vers l'arrière (rétrodiffusion $c > 0.5$).

En laboratoire, des tests sur des particules contrôlées [McGuire and Hapke, 1995], ont donné les comportements généraux; les sphères transparentes sont les particules qui diffusent le plus vers l'avant. Puis en recherchant des particules ou conglomérats, une certaine tendance s'est dessinée, d'abord vers des b plus faibles puis ensuite des c qui augmentent dessinant une forme de L. Un couple de valeurs $\{b,c\}$ n'a pas de sens. Les particules de fortes valeurs de c sont de plus en plus opaques et d'intérieurs hétérogènes. Dans ces conditions, les rayons lumineux n'ont plus tendance à pénétrer et sont réfléchis en direction du rayon incident.

b est limité entre 0 et 1 (≈ 0.8 en pratique), c n'est pas limité mais ces valeurs s'échelonnent le plus souvent de 0 à 1 et le paramètre ξ est dans l'intervalle $[-1;1]$ ($\approx [-0.25, 0.25]$ en pratique).



3.8.a Forme de diffusion et fonction de phase

3.8.b Aspect et nature de la particule [McGuire and Hapke, 1995]

Fig. 3.8. Lien entre physique et valeurs de différents couples de paramètres de Henyey Greenstein L'espace paramétrique en forme de "L" est représentatif de classes de particules allant de sphériques à irrégulières, et de transparentes à des aggrégats plus opaques. De fortes valeurs de b et de c semblent impossibles.

I.3.3 Implication pour la diffusion atmosphérique

La diffusion de la lumière par les atmosphères planétaires peut être décrite par la diffusion de rayonnement en présence de particules isolées que constituent les aérosols. Nous définissons ici la taille normalisée d'une particule X . Elle exprime le rapport entre la taille de la particule a avec la longueur d'onde incidente. En fonction de ce rapport, les processus de diffusion ne seront pas les mêmes.

$$X = \frac{2\pi a}{\lambda} \quad \text{avec} \quad a \doteq \sqrt{\frac{\sigma}{\pi}} \quad (3.4)$$

La diffusion est le processus par lequel une particule quelconque éclairée par une onde électromagnétique lui retire de l'énergie qu'elle redistribue dans l'espace avec une loi angulaire qui lui est propre. Pour qu'il y ait diffusion, il faut que l'indice de réfraction de la particule soit différent de celui du milieu environnant, et donc que la particule joue le rôle d'une discontinuité optique pour l'onde incidente.

Lorsqu'elle est éclairée, une particule diffusante devient une source quasi-ponctuelle de lumière et l'intensité du rayonnement diffusé, souvent appelée "Intensité diffusée" décrit autour de chaque particule diffusante une nappe qui est caractéristique de la particule. Si la géométrie de cette dernière est isotrope, cette nappe est symétrique par rapport à la direction de propagation de l'onde incidente. Nous montrons

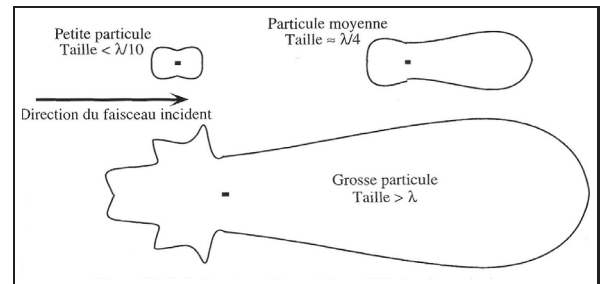


Fig. 3.9. Indicatrices d'intensités des particules [Meysonnette and Lepine, 2001]

que la forme de la nappe dépend fortement du rapport entre la dimension de la particule et la longueur d'onde incidente, comme l'illustrent les figures **Fig. 3.9** et **Fig. 3.10**.

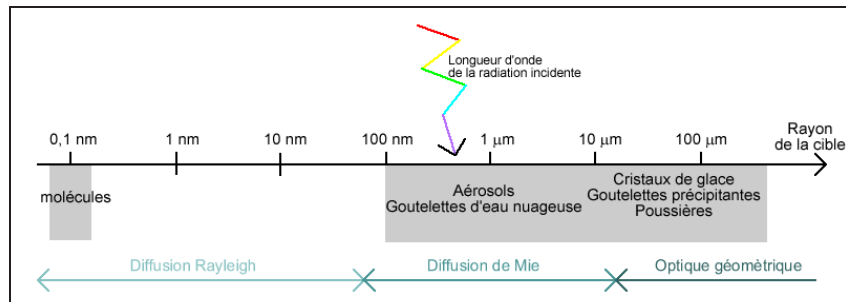


Fig. 3.10. Régime de diffusion en fonction de la taille

Pour une particule de petite dimension vis à vis de la longueur d'onde, le flux diffusé se répartit autant vers l'avant que vers l'arrière. Au fur et à mesure que la taille des particules croît, le flux diffusé se concentre dans ce "lobe avant", avec des maxima et des minima sur les côtés et une complexité grandissante de la répartition de l'intensité dans l'espace.

Diffusion de Rayleigh $a, X \ll \lambda$

Cette diffusion peut se résumer à 2 règles :

- l'intensité est **proportionnelle à λ^{-4}** (cf. **Fig. 3.11**).
- la diffusion est d'autant plus marquée que les éléments diffusants **sont nombreux** (ce qui explique la quasi-obscureté de l'espace, pratiquement dépourvu de molécules).

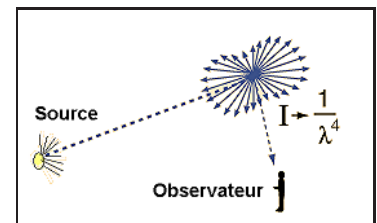


Fig. 3.11. Diffusion de Rayleigh : Principe

	$L = L_0 \cdot 8\pi^4 \cdot N\alpha^2 \cdot \frac{1 + \cos^2(\Theta)}{\lambda^4}$
avec	L et L_0 Luminance résultante et luminance incidente N et α Nombre de particules et polarisation Θ angle de diffusion

La figure **Fig. 3.12** montre l'importance de la polarisation. La forme de diffusion de Rayleigh peut s'écrire ainsi :

$$p(g) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 g) \quad [\text{Hapke, 2002}]$$

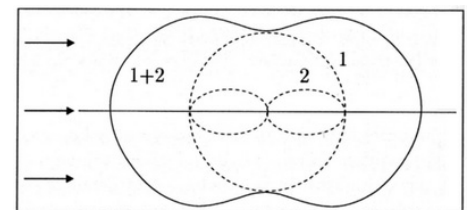


Fig. 3.12. Rayleigh : forme du lobe
1. polarisé avec $E \perp$ plan de la feuille.
2. polarisé avec $E \in$ plan de la feuille.

Diffusion de grandes particules $a, X \gg \lambda$

L'influence d'une particule sensiblement plus grande que la longueur d'onde est estimée soit par des considérations énergétiques, soit à partir de la **page 17**. Ces deux approches distinctes démontrent de façon concordante qu'une telle particule ampute un faisceau incident de deux fois la quantité de lumière interceptée ($Q_E = 2$). Ce paradoxe apparent s'explique en supposant d'une part que la lumière diffusée à très faible angle est éradiquée du faisceau et d'autre part que l'observation s'effectue à grande distance. Dans ces conditions, la diffraction devient effectivement prédominante.

Taille quelconque : Diffusion de Mie

La théorie de Mie donne une solution rigoureuse au problème de la diffusion d'une onde plane monochromatique sur une particule sphérique uniforme isolée, quelle que soit sa taille. Beaucoup de milieux naturels, et en particulier les atmosphères planétaires, abritent des particules de dimensions voisines de la longueur d'onde, en suspension dans un gaz et potentiellement capables de diffuser la lumière suivant une loi angulaire.

Processus radiatif sur une surface planétaire

I.4.1 Décomposition du rayonnement

Nous allons aborder dans ce chapitre les processus radiatifs qui ont lieu à la surface des planètes caractérisés par un milieu dense en opposition avec le milieu dilué traité dans le chapitre précédent. Nous verrons donc ici comment l'énergie incidente est réfléchie, diffusée, absorbée et réémise sous forme de rayonnement thermique à la surface des planètes.

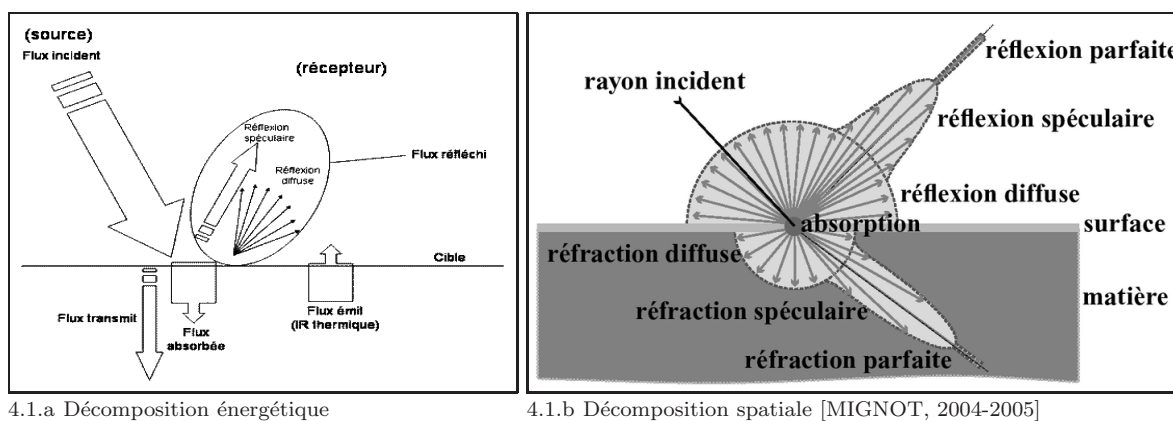


Fig. 4.1. Interaction Rayonnement Matière

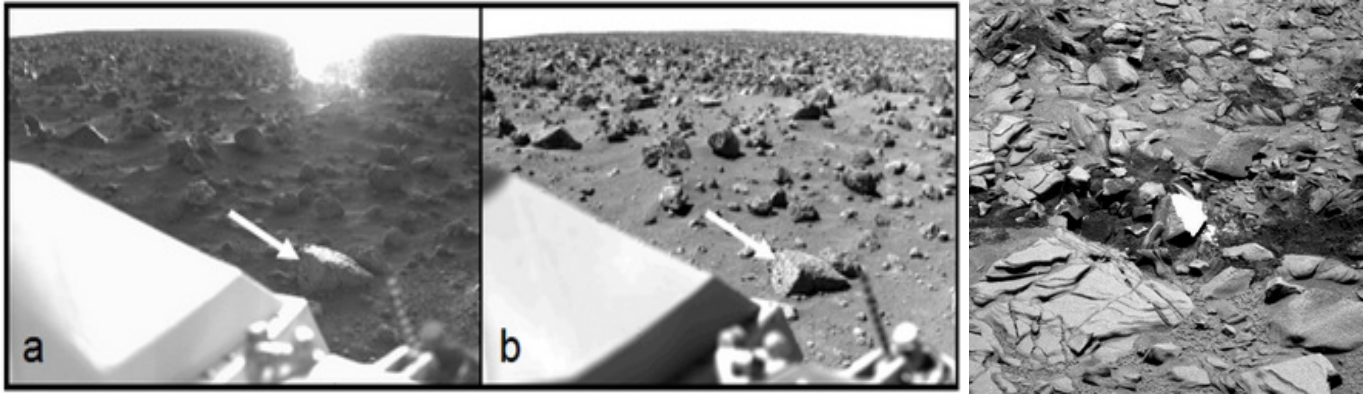
Une interface optique est définie comme toute variation de milieu que pourrait rencontrer un rayonnement dans le milieu où il se propage. Cette variation peut provenir d'une différence de densité ou encore d'une variation de disposition des éléments. Une surface planétaire est un bon exemple de discontinuité, mais cette dernière n'est pas la seule variation rencontrée par le rayon lumineux durant son parcours entre son lieu d'émission et celui où son énergie est mesurée. Le rayon rencontre successivement l'atmosphère, la surface, pénètre en partie les premiers micromètres d'épaisseur, puis s'il n'est pas absorbé parcourt le chemin en sens inverse. Une interface en théorie décompose le rayonnement en 3 parties (cf. **Fig. 4.1.a**) :

- 1• Une partie réfléchie.
- 2• Une partie transmise.
- 3• Une partie absorbée

Une surface lisse et plane, réfléchie dans une seule direction. Ces cas sont rare dans la nature, mais peuvent être occasionnellement rencontrés. Dans le cas de l'atmosphère, le milieu est de nature gazeuse et particulaire. Les particules en suspension ont des diamètres peu différents de la longueur d'onde (cas martien : $1.5\mu m$). A la surface, les grains peuvent posséder toute taille, toute forme, toute nature, et à la résolution à laquelle nous travaillons, un pixel recouvre une certaine proportion de roche, de poudre, et d'autres unités variées diffusant chacune à leur façon [Shkuratov et al., 2005]. De même, à l'intérieur des grains, les inclusions, les défauts cristallins, mini-fractures... nous éloignent de la surface idéale. Cette hétérogénéité provoque une décomposition spatiale en plusieurs parties (cf. **Fig. 4.1.b**) :

- 1• En sous-partie diffuse.
- 2• En sous-partie spéculaire.
- 3• En lobe.

Nous abordons dans la suite les lois régissant le rayonnement émis, absorbé et réfléchi.

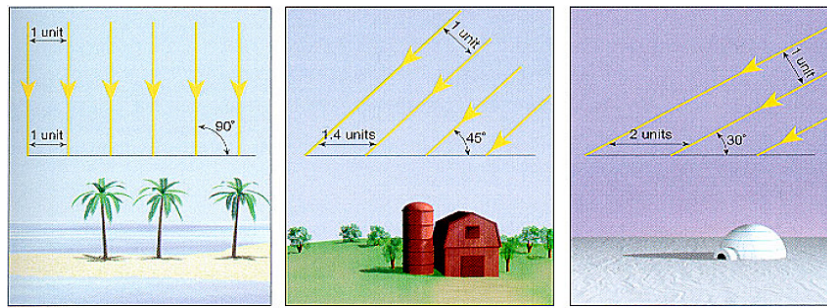


4.2.a Mission Viking, image 21B124 et 21A213, [Guinness et al., 1997]

4.2.b Spirit, sol 1354-1359

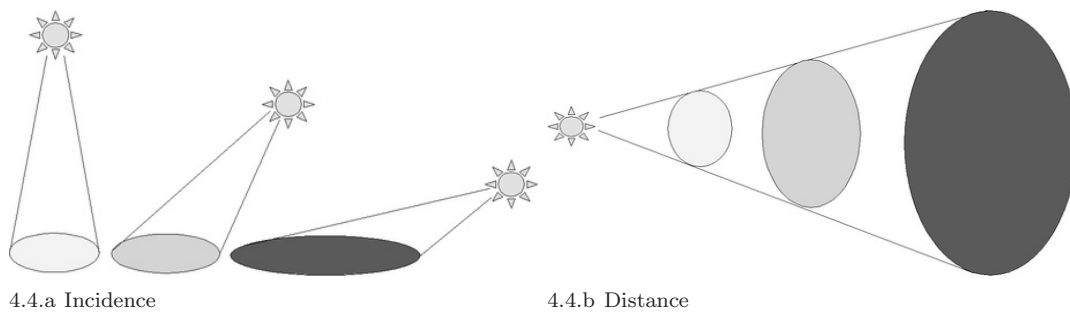
Fig. 4.2. Exemples exceptionnelles de réflexion spéculaires

I.4.2 Loi de Bouguer

**Fig. 4.3.** Un soleil rasant implique moins d'énergie à la surface

Si nous reprenons la définition de l'éclairement et de l'intensité (cf. page 11), nous pouvons écrire :

$$E_i \doteq \frac{dF_{incident}}{dS} = \frac{Id\omega}{dS} = \frac{I \cos(i)}{dS \cdot r^2}$$



4.4.a Incidence

4.4.b Distance

Fig. 4.4. Les apports de la loi de Bouguer :

- (a) L'énergie est distribuée sur une grande surface à incidence rasante
- (b) L'énergie décroît suivant le carré de la distance

Pour une source stable dans le temps et collimatée à l'infini (rayon parallèle), l'éclairement d'une surface dépend donc seulement de son orientation. C'est une bonne approximation au premier ordre pour les surfaces planétaires.

a. Emission

Le rayonnement chauffe la surface qui rayonne suivant le rayonnement du corps noir pondéré par l'émissivité de la surface. Selon la loi de Wien, la longueur d'onde de plus forte émission d'un corps noir à une température T peut se déterminer par la formule :

$$\lambda_{max}(\mu m) = \frac{\hbar \cdot c}{4.965 \cdot k_B \cdot T} \doteq \frac{2898}{T}$$

avec $\hbar = 6.6260693 \cdot 10^{-34} J.s$ La constante de Planck
 $c = 299792458 m.s^{-1}$ La vitesse de la lumière
 $k_B = 1,3806 \cdot 10^{-23} J.K^{-1}$ La constante de Boltzmann
 $T(^{\circ}K)$ La température

Nous obtenons : $\lambda_{max}(133^{\circ}K) = 21\mu m$
 $\lambda_{max}(220^{\circ}K) = 13\mu m$
 $\lambda_{max}(293^{\circ}K) = 10\mu m$

Mars a une température de surface variant entre $133^{\circ}K$ et $293^{\circ}K$, ces pics de luminosité sont bien loin de la fenêtre spectrale du visible où s'étend mon travail, centrée sur $0.675 \mu m$. L'émission devient plus importante que la partie réfléchie à partir de $4 \mu m$. Par la suite, je négligerai la partie thermique comme le confirme la Fig. 4.5. Plus le corps est loin du Soleil et plus le rayonnement thermique peut être négligé dans le visible.

b. Absorption : Loi de Beer Lambert

Considérons un milieu homogène et isotrope d'épaisseur très fine dl , et mesurons l'intensité d'un faisceau monochromatique I_1 , après la traversée de ce milieu. Si nous appelons τ le coefficient d'atténuation et c sa concentration, l'intensité décroît d'un facteur $\tau = 1/\alpha c$.

$$I_1 = I_0 \cdot \alpha \cdot c \cdot dl \implies dI = (-\alpha \cdot c) I_0 \cdot dl \iff \frac{dI}{I_0} = (-\alpha \cdot c) \cdot dl$$

Pour une distance quelconque l , nous obtenons successivement :

$$\ln I = -\alpha c \cdot l + cst \implies \ln I_l - \ln I_0 = (-\alpha c \cdot l + cst) - (-\alpha c \cdot 0 + cst) \implies \ln I_l - \ln I_0 = -\alpha c \cdot l$$

Cette dernière équation est la loi de Beer Lambert :

$$\frac{I_l}{I_0} = e^{-\alpha \cdot c \cdot l} = e^{-l/\tau} \text{ avec } \alpha = 4\pi m/\lambda$$

α est proportionnel à l'indice de réfraction imaginaire et à l'inverse de la longueur d'onde.

c. Réflexion : Coefficient de Fresnel

L'équation de Fresnel décrit, en fonction de l'indice de réfraction de la matière, les différentes proportions d'énergie de l'onde électromagnétique qui sont réfléchies et réfractées.

Elle dépend explicitement de l'angle d'incidence du rayon, de la polarisation de l'onde et de l'indice de réfraction, lui-même dépendant de la longueur d'onde.

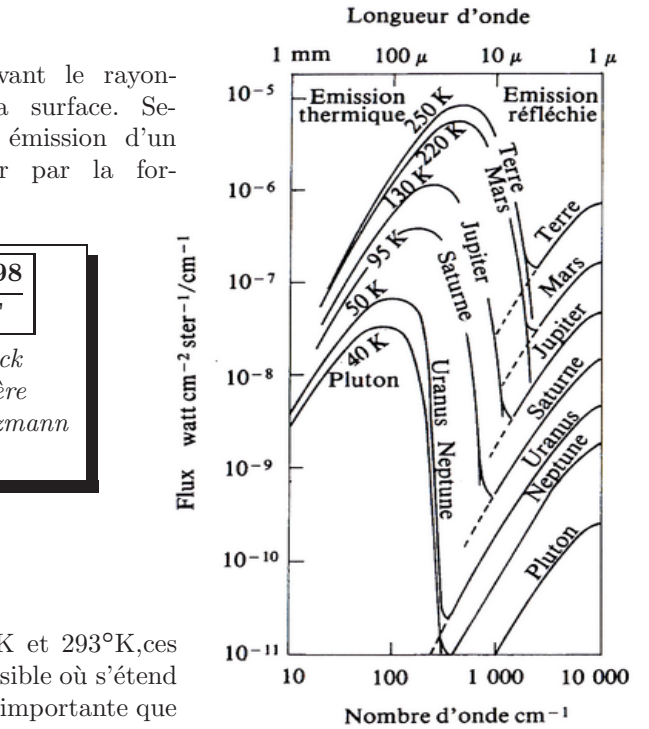


Fig. 4.5. Spectres thermiques et réfléchis des planètes

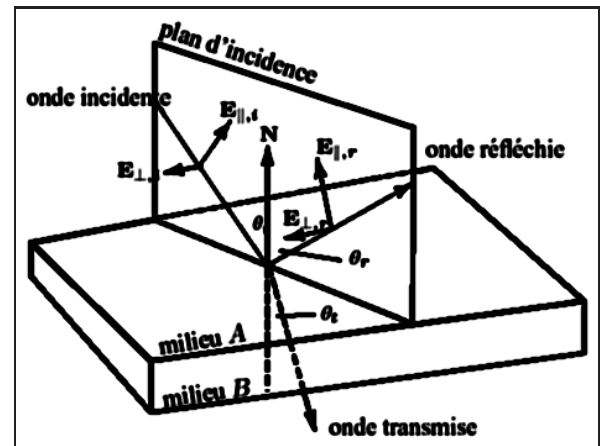
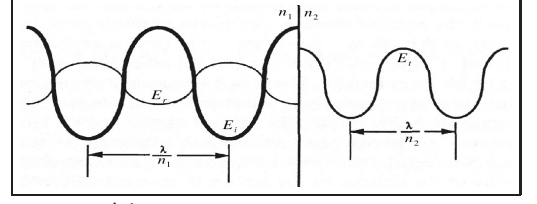


Fig. 4.6. Définition des composants du vecteur électrique [MIGNOT, 2004-2005].

Relation de passage)	Forme "locale"
Composante tangentielle de \vec{E}	$\vec{n}_{12} \wedge (\vec{E}_2 - \vec{E}_1) = 0$
Composante tangentielle de \vec{H}	$\vec{n}_{12} \wedge (\vec{H}_2 - \vec{H}_1) = \vec{J}_s$
Composante normale de \vec{D}	$\vec{n}_{12} \cdot (\vec{D}_2 - \vec{D}_1) = \rho_s$
Composante normale de \vec{B}	$\vec{n}_{12} \cdot (\vec{B}_2 - \vec{B}_1) = 0$



Tab. 4.1. Relation de passage en électromagnétisme

Si l'on suppose que les expressions de Maxwell sont vraies au sens des distributions, on possède dans ce cas des règles de continuité à l'interface de 2 milieux (les lois de Snell-Descartes en découlent). Soit \vec{n}_{12} la normale à la surface entre un milieu 1 et 2.

$$n_1 \vec{k}_i \cdot \frac{\vec{r}}{\lambda} = n_1 \vec{k}_r \cdot \frac{\vec{r}}{\lambda} = n_2 \vec{k}_t \cdot \frac{\vec{r}}{\lambda} \quad \text{avec} \quad \begin{array}{ll} n_1 \text{ et } n_2 & \text{les indices de réfraction complexes} \\ \vec{k}_i, \vec{k}_r \text{ et } \vec{k}_t & \text{les vecteurs de propagation} \\ \vec{r} & \text{un vecteur dans le plan de la surface} \end{array}$$

On note : \vec{E}_i le vecteur champ électrique incident, $\vec{E}_{\parallel i}$ et $\vec{E}_{\perp i}$ ses composantes parallèles et orthogonales. \vec{E}_e le vecteur champ électrique réfléchi, $\vec{E}_{\parallel e}$ et $\vec{E}_{\perp e}$ ses composantes parallèles et orthogonales. i , e , et θ_t les angles d'incidence, de réflexion et de réfraction de l'onde.

Comme l'énergie transportée par une onde électromagnétique est proportionnelle au carré de l'amplitude de l'onde, nous pouvons définir les rapports d'énergie suivants entre une onde incidente E_i et sa réflexion E_e (respectivement réfraction E_t) dans les directions orthogonales et perpendiculaires au plan incident comme :

$$\rho'_{\parallel}(\lambda, \vec{i}) = \frac{E_{\parallel, e}^2}{E_{\parallel, i}^2} \quad \text{et} \quad \rho'_{\perp}(\lambda, \vec{i}) = \frac{E_{\perp, e}^2}{E_{\perp, i}^2}$$

La réflectance ρ' (ou "constante de Fresnel") est la somme pondérée de ces deux termes :

$$\rho' = \alpha \cdot \rho'_{\parallel}(\lambda, \vec{i}) + (1 - \alpha) \cdot \rho'_{\perp}(\lambda, \vec{i}) \quad \text{où } 0 \leq \alpha \leq 1 \text{ et } \alpha = 0.5 \text{ pour une onde non polarisée}$$

L'évaluation du calcul de ρ' s'effectue à travers les étapes suivantes :

• **Calcul de l'indice de réfraction relatif** : l'onde se déplace dans le milieu incident (d'indice de réfraction complexe \hat{n}_1) et entre en collision avec une surface d'indice de réfraction complexe \hat{n}_2

$$\begin{aligned} \hat{n}(\lambda) \doteq n(\lambda) + im(\lambda) &= \frac{\hat{n}_2(\lambda)}{\hat{n}_1(\lambda)} = \frac{n_2(\lambda) + im_2(\lambda)}{n_1(\lambda) + im_1(\lambda)} \\ &= \frac{n_1(\lambda)n_2(\lambda) + m_1(\lambda)m_2(\lambda)}{n_1(\lambda)^2 + m_1(\lambda)^2} + i \cdot \frac{n_2(\lambda)m_1(\lambda) - n_1(\lambda)m_2(\lambda)}{n_1(\lambda)^2 + m_1(\lambda)^2} \end{aligned}$$

• **Calcul du rapport d'énergie** dans les directions radiales et orthogonales :

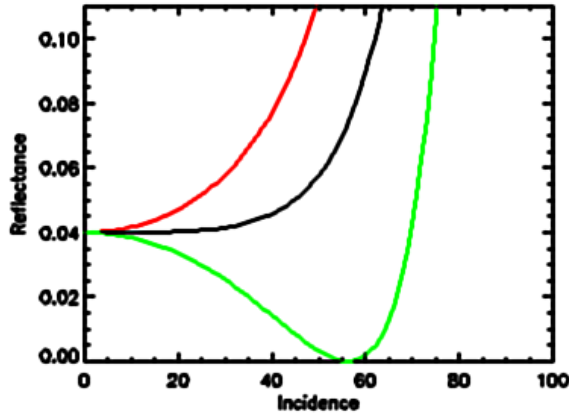
$$\begin{aligned} \rho'_{\parallel}(\lambda, i) &= \rho'_{\perp}(\lambda, i) \cdot \frac{u^2 + v^2 - 2u \sin(i) \tan(i) + \sin^2(i) \tan^2(i)}{u^2 + v^2 + 2u \sin(i) \tan(i) + \sin^2(i) \tan^2(i)} \\ \rho'_{\perp}(\lambda, i) &= \frac{u^2 + v^2 - 2u \cos(i) + \cos^2(i)}{u^2 + v^2 + 2u \cos(i) + \cos^2(i)} \\ \text{avec } 2 \cdot u^2 &= \sqrt{(n^2 - m^2 - \sin^2(i))^2 + 4n^2 m^2} + (n^2 - m^2 - \sin^2(i)) \\ 2 \cdot v^2 &= \sqrt{(n^2 - m^2 - \sin^2(i))^2 + 4n^2 m^2} - (n^2 - m^2 - \sin^2(i)) \end{aligned}$$

• **Calcul des luminances** réfléchies et réfractées : s'il n'y a pas d'absorption, le flux incident F_i est soit réfléchi (avec une proportion ρ'), soit réfracté (avec une proportion $1 - \rho'$). Pour des surfaces lisses, l'expression de la luminance réfléchie L_e en fonction de la luminance incidente L_i est :

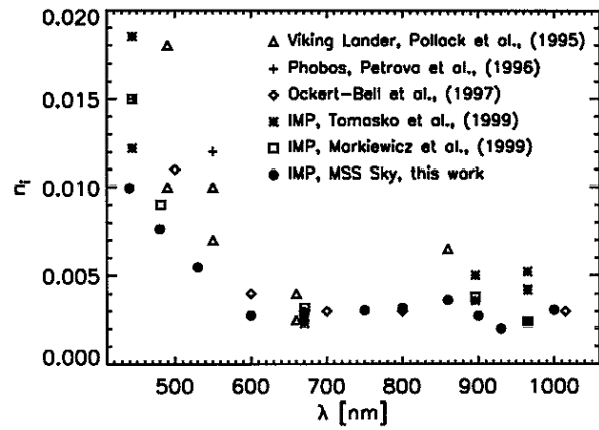
$$L_e(\lambda) = \rho'(\lambda, \vec{i}) \cdot L_i(\lambda)$$

Trois propriétés émergent de ces équations :

- **L'équation de Fresnel** montre que les portions d'énergie réfléchies et réfractées ne dépendent que de l'incidence i , de l'indice de réfraction relatif et de la longueur d'onde (cf. Fig. 4.7).
- **La dépendance en λ** de l'équation de Fresnel permet de justifier le décalage de couleur obtenu lorsqu'un rayon lumineux est réfléchi/réfracté avec une incidence rasante.
- **La gestion des ondes polarisées** demande une gestion du changement potentiel de la polarisation de l'onde à chacune de ses interactions avec la matière.



4.7.a Pourcentage réfléchi



4.7.b Indice de réfraction imaginaire [Markiewicz et al., 2002]

Fig. 4.7. Paramètres de Fresnel : rôle de l'incidence, de l'indice de réfraction, et de la longueur d'onde (a) Pourcentage réfléchi en fonction de l'angle d'incidence (°). $n, m = 1.5, .001$, vert, rouge, noir : $\rho'_{\parallel}, \rho'_{\perp}, \rho'$ La partie réfléchie total ρ' est monotone croissante avec l'incidence.

(b) Indice de réfraction imaginaire en fonction de la longueur d'onde [Markiewicz et al., 2002]

Longueur d'onde	dust		water ice		Vl rock	Vl sol	Pth dust
	n	m	n	m	m	m	m
0.45 μm	1.52	0.0225	1.32	10^{-9}	—	—	0.0101
0.55 μm	1.52	0.0075	1.32	10^{-9}	—	—	0.00567
0.65 μm	1.51	0.0035	1.31	10^{-8}	0.0038	0.0053	0.00211

Tab. 4.2. Indice de réfraction sur Mars : [Inada et al., 2002, Guinness et al., 1997, Ockert-Bell et al., 1997, Johnson et al., 2003] "Vl" Viking, "Pth" Pathfinder;

Dans cette première partie, nous avons donc considérée les différentes composantes du rayonnement à la surface d'une planète, considéréE comme une interface optique plane. En réalité le rayonnement pénètre le milieu composé de particules sous forme compacte sur quelques microns. Nous allons donc dans la partie suivante écrire et chercher à résoudre l'équation de transfert radiatif dans ce milieu.

I.4.3 Equation du transfert radiatif

L'équation du transfert radiatif permet de calculer l'interaction d'une onde lumineuse avec un milieu constitué par un empilement de couches homogènes. Physiquement, elle traduit la conservation de l'énergie au sein du milieu.

Après avoir écrit cette équation, nous allons la résoudre dans le cas d'un milieu absorbant semi-infini. Nous considérerons ensuite que la surface n'est pas lisse mais rugueuse et discuterons des effets photométrique associé à cette propriété. Nous verrons ensuite qu'il faut également prendre en compte les phénomènes de diffusion multiple lorsque la distance entre les particules est faible. Dans une dernière partie, nous décrirons enfin l'effet d'opposition qui intervient pour des angles de phases faibles.

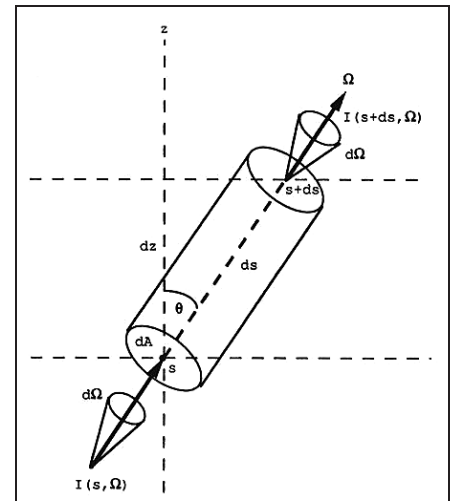


Fig. 4.8. Cylindre élémentaire

a. Formalisme

La principale hypothèse consiste à supposer que les inhomogénéités dans le milieu diffusent chacune de façon indépendante et de façon incohérente entre elles. La luminance émanant d'une couche de matériau constituée d'un grand nombre de particules diffusantes est décrite par l'équation de transport des photons. Le bilan énergétique décrit la variation de la luminance I en un point donné, rapportée à l'unité de surface normale et à un angle solide unitaire.

$$\mu_e \frac{\partial I(\tau, \mu_e, \Phi)}{\partial \tau} = \underbrace{I(\tau, \mu_e, \Phi)}_{\text{extinction}} - \underbrace{\frac{F}{4\pi} \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_i}\right) \dot{p}(g_i)}_{\text{diffusion simple}} - \underbrace{\frac{1}{4\pi} \int_{-1}^1 \int_0^{2\pi} w \dot{p}(g) I(\tau', \mu'_e, \Phi') d\mu'_e d\Phi'}_{\text{diffusion multiple}}$$

avec	$\mu_e = \cos(e)$	<i>cosinus de l'angle d'émergence</i>	$\mu_i = \cos(i)$	<i>cosinus de l'angle d'incidence</i>
	F	<i>flux associé à l'éclairement</i>	w	<i>albédo de diffusion simple volumique</i>
	φ	<i>angle d'azimut relatif</i>	$p(g)$	<i>fonction de phase volumique</i>
	τ	<i>épaisseur optique, en remplacement de la verticale z</i>		

b. Méthode de résolution

Nous considérons dans ce problème un cylindre de volume $ds \cdot dA$ (cf. **Fig. 4.8**), et $I(s, \Omega)$ la luminance à la base de ce cylindre. la luminance après traversée d'une longueur ds peut s'écrire :

$$I(s + ds, \omega) dA d\Omega = \left[I(s, \Omega) + \frac{\partial I(s, \Omega)}{\partial s} ds \right] dA d\Omega$$

Cette variation $\partial I(s, \Omega)/ds$ résulte de 3 contributions :

- **La partie absorbée** peut s'écrire comme un coefficient d'extinction volumique $E(s, \Omega)$. Dans le volume $ds \cdot dA$, la variation de puissance impliquée par l'extinction s'écrit :

$$\Delta P_E = -E(s, \Omega) I(s, \Omega) ds dA d\Omega = \frac{\partial I(s, \Omega)}{\partial s} ds dA d\Omega$$

Si l'extinction était la seule contribution, on aurait donc $dI/I = -E ds$.

- **La partie diffuse** peut s'écrire elle aussi à partir d'un coefficient angulaire de diffusion volumique : $G(s, \Omega', \Omega)$. Cependant, il est défini comme la variation de puissance provenant d'une direction Ω' et diffusant dans la direction Ω :

$$\delta P_S = \frac{1}{4\pi} G(s, \Omega', \Omega) I(s, \Omega') ds dA d\Omega' d\Omega$$

On doit intégrer cette valeur sur toutes les directions Ω' possibles pour retrouver la partie diffusée totale. Cette intégration fait apparaître le coefficient volumique de diffusion S .

$$\Delta P_S = \int_{4\pi} \delta P_S d\Omega' \quad S(s, \Omega) \doteq \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} G(s, \Omega', \Omega) d\Omega'$$

- **la partie émise** peut provenir de diffusion simple, d'émission thermique, de fluorescence, de luminescence et d'autres phénomènes. Nous regrouperons toutes ces contributions ici dans un terme ΔP_f .

La somme de ces 3 expressions divisée par $ds \cdot dA \cdot d\Omega$ a pour expression :

$$\frac{\partial I(s, \Omega)}{\partial s} \doteq \frac{\Delta P_S + \Delta P_E + \Delta P_f}{ds dA d\Omega} = -E(s, \Omega)I(s, \Omega) + \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} I(s, \Omega') G(s, \Omega', \Omega) d\Omega' + F(s, \Omega)$$

Divisons maintenant chaque terme par E et effectuons un changement de variable $dz = ds \cdot \cos \theta$:

$$\frac{\cos \theta}{E(z)} \frac{\partial I(z, \Omega)}{\partial z} = -I(z, \Omega) + \frac{S(z)}{E(z)} \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} I(z, \Omega') \frac{G(z, \Omega', \Omega)}{S(z)} d\Omega' + \frac{F(z, \Omega)}{E(z)}$$

Pour finir, définissons quatre nouvelles grandeurs :

$$w(z) \doteq S(z)/E(z) \quad p(z, \Omega', \Omega) \doteq \frac{G(z, \Omega', \Omega)}{S(z)} \quad \mathcal{F} \doteq \frac{F(z, \Omega)}{E(z)} \quad d\tau \doteq -E(z) dz$$

On aboutit ainsi à l'expression de l'équation de transfert radiatif :

$$-\cos \theta \cdot \frac{\partial I(\tau, \Omega)}{\partial \tau} = -I(\tau, \Omega) + \frac{w(\tau)}{4\pi} \int_{4\pi} I(\tau, \Omega') p(z, \Omega', \Omega) d\Omega' + \mathcal{F}$$

c. Luminance d'un milieu semi infini

Appliquons notre dernière formule dans la cas d'une surface composée d'un milieu supérieur sans atténuation $\tau = 0$ et d'un milieu inférieur d'épaisseur infinie représenté sur la figure Fig. 4.9.

Soit Δa la surface du récepteur et $\Delta \omega$ la surface solide avec lequel il voit le milieu, R la distance entre récepteur et milieu, et dV un volume élémentaire d'épaisseur dR contribuant à la luminance perçue par le capteur.

Ce volume peut se décomposer comme : $dV = R^2 \Delta \omega dR$ et l'angle solide sous lequel ce volume voit le capteur peut s'écrire : $\Delta a/R^2$. la luminance provenant de cet élément de volume est atténuée par un coefficient $e^{-\tau/\mu}$ avant d'atteindre le capteur.

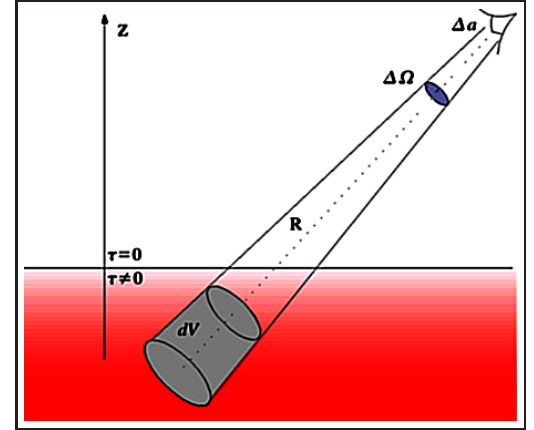


Fig. 4.9.

Observation d'un milieu semi-infini

Maintenant, reprenons l'équation de transfert radiatif; nous pouvons écrire que cet élément de volume contribue pour une puissance dP_d à la luminance reçue par le capteur :

$$\begin{aligned} dP_d &= \left[\frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} I(z, \Omega') \frac{G(z, \Omega', \Omega)}{S(z)} d\Omega' + F(z, \Omega) \right] dV \frac{\Delta a}{R^2} e^{-\tau/\mu} \\ &= \left[\frac{1}{4\pi} \frac{S(z)}{E(z)} \int_{4\pi} \frac{G(z, \Omega', \Omega)}{S(z)} I(z, \Omega') d\Omega' + \frac{F(z, \Omega)}{E(z)} \right] R^2 \Delta \omega \frac{E(z) dz}{\mu} \frac{\Delta a}{R^2} e^{-\tau/\mu} \\ &= -\Delta \omega \Delta a \left[\frac{w(\tau)}{4\pi} \int_{4\pi} p(z, \Omega', \Omega) I(\tau, \Omega') d\Omega' + \mathcal{F} \right] e^{-\tau/\mu} \frac{d\tau}{\mu} \quad \text{puisque } z = \mu dR = -d\tau/E \end{aligned}$$

la luminance perçue par le capteur est la somme de tous les volumes élémentaires dans tout le cone jusqu'à la surface.

$$\begin{aligned} I &= \frac{1}{\Delta \omega \Delta a} \int_{z=-\infty}^{\infty} dP_d \\ &= \int_0^{\infty} \left[\frac{w(\tau)}{4\pi} \int_{4\pi} p(z, \Omega', \Omega) I(\tau, \Omega') d\Omega' + \mathcal{F} \right] e^{-\tau/\mu} \frac{d\tau}{\mu} \end{aligned}$$

I.4.4 Rugosité macroscopique

La rugosité est définie de nombreuses façons [Shepard et al., 2001], [Helfenstein and Shepard, 1999]. C'est une mesure qui cherche à décrire la notion intuitive de l'aspect plus ou moins lisse ou rugueux d'une surface quelconque. Elle traduit la dispersion des altitudes autour d'une valeur moyenne à une certaine échelle spatiale. Le terme "rugosité macroscopique" vient du fait que nous portons notre intérêt sur la rugosité à des échelles comprises entre la taille des particules et celle du pixel. Elle est principalement induite par la texture des éléments constitutifs de la surface et leur organisation au sein du pixel.

La rugosité d'une surface entraîne de nombreux phénomènes observables supplémentaires :

- **Diffusion de la composante réfléchie** directement à la surface
- **Une proportion d'ombres** dépendante de la géométrie
- **Biais des angles** d'incidence et d'observation
- Augmentation de la **composante diffuse multiple**

a. Rugosité optique apparente

Rayleigh a montré que l'apparence plus ou moins rugueuse d'une surface dépend de la longueur d'onde et de l'incidence.

Soit h la hauteur quadratique moyenne des aspérités, alors le matériau est rugueux à une longueur d'onde donnée si :

$$h \geq \frac{\lambda}{8 \cos i}$$

La rugosité apparente ne dépend pas seulement des caractéristiques de la surface mais aussi de l'angle d'incidence. Les surfaces ont une apparence plus lisse à incidence rasante augmentant la contribution spéculaire. Les parties de la surface à la fois visible et éclairée sont plus fréquemment orientées vers l'horizontale permettant ainsi cette réflexion.

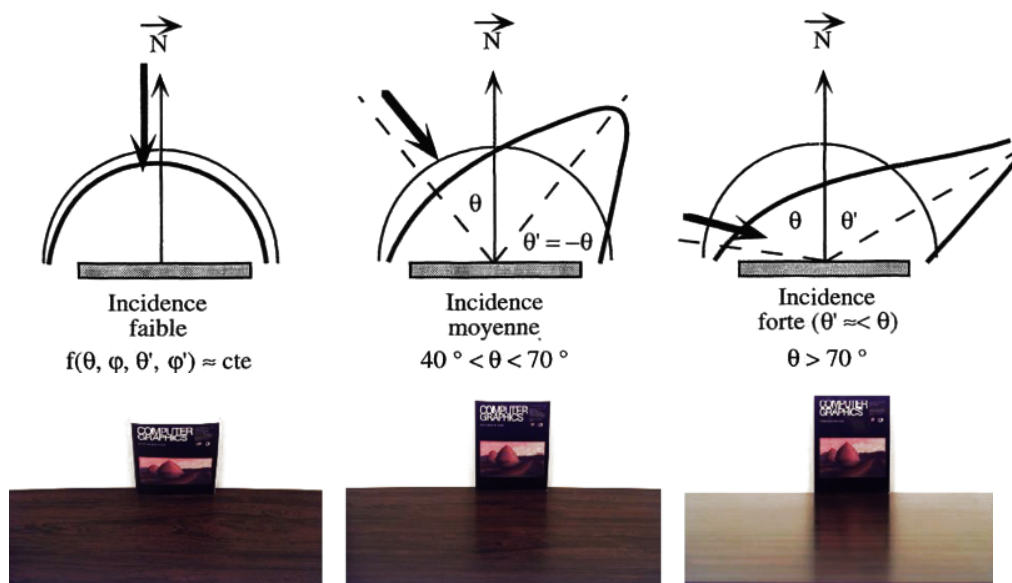


Fig. 4.10. Augmentation de la contribution de surface pour les angles rasants

b. Différentes définitions

La définition la plus simple de la rugosité est l'écart type ou encore RMS pour Root-Mean-Square :

$$RMS = \sqrt{\left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n ((z(x_i)) - \bar{z})^2 \right]} \quad \text{avec} \quad \begin{array}{l} \bar{z} \text{ la moyenne des hauteurs} \\ n \text{ le nombre d'échantillons} \end{array}$$

La dispersion n'est pas définie et plusieurs moyens s'offrent à nous pour y remédier :

- Le moment d'ordre 3
- L'étude d'une norme : $\nu = \frac{1}{l} \int_0^l |f(x)| dx$
- Une référence : $\nu(\Delta x) = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [z(x_i) - z(x_i + \Delta x)]^2 \right)^{\frac{1}{2}}$

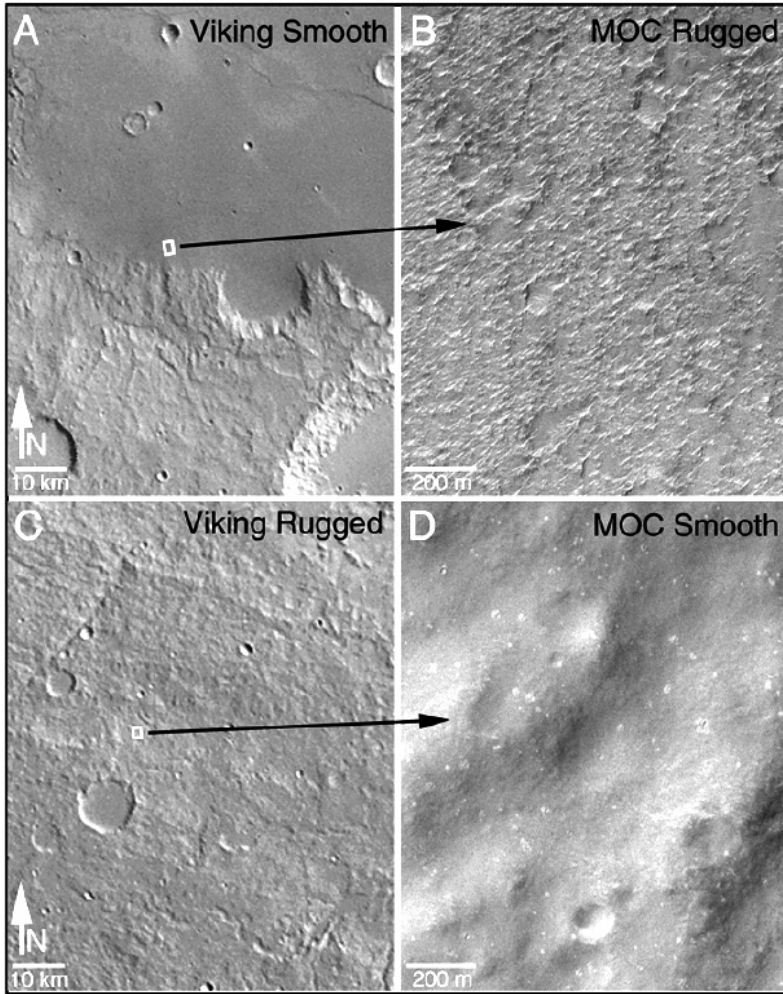


Fig. 4.11. Exemple de terrains martiens où la rugosité est dépendante de l'échelle

(a,b) Région d'Amenthes {1.1°S, 252.3°W} (a) 379S44 (b) M00-01619
(c,d) Région de Nepenthes {5.3°N, 241°W} (c) 381S31 (d) M00-01454

Cette dernière grandeur a la particularité de dépendre de l'échelle par le biais de Δx . Nous pouvons ensuite définir une pente en RMS de cette façon :

$$s_{RMS} = \frac{\nu(\Delta x)}{\Delta x}$$

Cette pente tient compte du fait que la surface est en deux dimensions au contraire d'une pente classique. Elle représente le gradient des pentes.

On peut aussi calculer une longueur d'autocorrélation :

$$l(\Delta x) = \int_{-\infty}^{\infty} z(x) z(x - \Delta x) dx$$

Un plan vaut 1, alors qu'une surface rugueuse tendra vers 0. Nous appellerons l , la longueur nécessaire pour que $l(\Delta x) = 1/e$. Nous pouvons maintenant définir la pente efficace comme :

$$s_{eff} = \frac{RMS}{l}$$

Le problème de cette pente est qu'elle peut être biaisée à grande échelle. Nous définissons alors une pente normalisée :

$$s_{abs} = \frac{\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |z(x_i) - z(x_i + \Delta x)| \right)}{\Delta x}$$

Une toute autre philosophie est de mesurer une rugosité en fonction d'une échelle spatiale. Une surface planétaire va paraître très rugueuse à l'échelle du micron alors qu'à l'échelle de la centaine de mètres, celle-ci sera observée comme plate (cf. **Fig. 4.11**).

Nous pouvons généraliser la définition de l'écart type précédent : $RMS(L) = RMS_0 L^H$ où RMS_0 est l'écart type pour une échelle de mesure, et H est appelé le coefficient de Hurst ou de Hausdorff. C'est une valeur entre 0 et 1. Ce coefficient est relié à la dimension fractale par $D = 2 - H$ pour la dimension verticale et $D = 3 - H$ pour la surface. On peut de la même manière généraliser la définition de $\nu(\Delta x)$: $\nu(\Delta x) = \nu_0(\Delta x)^H$

c. Une représentation en facette

Il y a 40 ans, [Torrance and Sparrow, 1967] ont supposé que la surface pourrait être considérée comme une distribution de micro-facettes (cf. **Fig. 4.12**) dont l'aire est largement plus grande que la longueur d'onde au carré mais aussi largement plus petite que la surface étudiée égale ici à la taille d'un pixel :

$$\lambda^2 \ll a \ll A \quad \text{avec } a, (A) \text{ l'aire d'une facette (l'aire totale)}$$

La première hypothèse permet de limiter le problème posé à l'optique géométrique; la seconde permet une statistique des facettes sans biais d'échantillonnage.

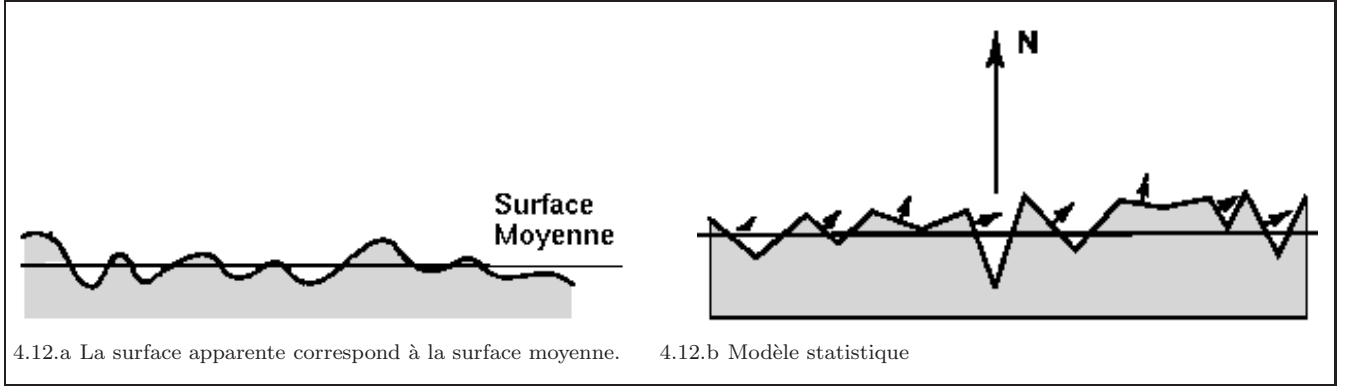


Fig. 4.12. Modèle statistique d'une surface par des micro-facettes

La surface à l'échelle de quelques microns est constituée de petites facettes localement lisses qui sont inclinées avec des angles très variés. La normale à chaque facette est décrite par une fonction de distribution bidimensionnelle $a(\theta, \zeta) \cdot d\theta \cdot d\zeta$, avec θ qui représente l'angle entre la normale et la verticale, et ζ l'angle azimutal.

La fonction de distribution des angles est considérée indépendante de l'azimut. Donc la fonction $a(\theta, \zeta)$ s'écrit $a(\theta)$. Cette hypothèse est valide pour des surfaces isotropes, par exemple, le régolite planétaire non perturbé dont les pentes sont dues à des micro-bombardements. Elle ne sera plus valide pour des surfaces érigées par des vents de direction constante comme des dunes ou des surfaces glacées.

d. Modèle de distribution de la pente de la surface

La distribution des pentes décrit toutes les facettes existantes sur une hémisphère.

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} D(\alpha, \varphi) \cdot \cos(\alpha) \cdot \sin(\alpha) \cdot d\alpha \cdot d\varphi = \pi \quad (4.1)$$

Si la distribution est isotrope (invariante par rotation autour du vecteur normal) :

$$\int_0^{\pi/2} D(\alpha) \cdot \cos(\alpha) \cdot 2 \sin(\alpha) \cdot d\alpha = 1 \quad (4.2)$$

Ci dessous, nous avons compilé un certain nombre de distributions de pentes qui satisfont l'équation de normalisation. Nous utiliserons la distribution proposée par Hapke.

Distribution des pentes à la surface

- Gaussienne :

$$\mathbf{D}(\alpha) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp \left[-\frac{\alpha^2}{2\sigma^2} \right]$$

- [Torrance and Sparrow, 1967] :

$$\mathbf{D}(\alpha) = \left(\int_0^{\frac{\pi}{2}} \exp \left[-\frac{\alpha^2}{2\sigma^2} \right] d\alpha \right) \exp \left[-\frac{\alpha^2}{2\sigma^2} \right]$$

- [Trowbridge and Reitz, 1975] :

$$\mathbf{D}(\alpha) = \left(\frac{\mathbf{k}^2}{(\mathbf{k} - 1) \cos^2 \alpha + 1} \right)^2$$

- [Beckmann and Spizzichino, 1987] :

$$\mathbf{D}(\alpha) = \frac{1}{\mathbf{m}^2 \cos^4 \alpha} \exp \left[\frac{\cos^2 \alpha - 1}{\mathbf{m}^2 \cos^2 \alpha} \right]$$

Développée à partir de travaux sur l'interaction entre une onde électromagnétique et une surface irrégulière

- [Schlick, 1994] :

$$\mathbf{D}(\mathbf{t}) = \frac{\mathbf{m}^3 \mathbf{x}}{\mathbf{t}(\mathbf{m}\mathbf{x}^2 - \mathbf{x}^2 + \mathbf{m}^2)^2}$$

$$\text{avec } \begin{aligned} t &= \cos \alpha \in [0, 1 - m] \\ x &= t + m - 1 \end{aligned}$$

Forme simplifiée du modèle précédent, (2.7% de différence)

- [Cook and Torrance, 1982] :

$$\mathbf{D}(\alpha) = \sum_i \mathbf{w}_i \mathbf{D}_i(\alpha)$$

$$\text{avec } D_i(\alpha) = \frac{1}{m_i^2 \cos^4 \alpha} \exp \left[-\frac{\tan \alpha}{m_i} \right]^2$$

Modèle à plusieurs échelles par une somme pondérée de distributions

- Ellipsoïde de révolution :

[Trowbridge and Reitz, 1975]

$$\mathbf{D}(\alpha) = \left[\frac{\mathbf{c}^2}{(\mathbf{c}^2 - 1) \cos^2 \alpha + 1} \right]^2$$

avec c l'excentricité $\in [0, 1]$

- [Ward, 1992] :

$$\mathbf{D}(\alpha, \varphi) = \frac{1}{\mathbf{m}\mathbf{n}} \exp \left[\frac{\cos^2 \alpha - 1}{\cos^2 \alpha} \left(\frac{\cos^2 \varphi}{\mathbf{m}^2} + \frac{1 - \cos^2 \varphi}{\mathbf{n}^2} \right) \right]$$

avec $m, (n)$ pente RMS selon le vecteur tangent (binormal)

- [Hapke, 2005] :

$$\mathbf{D}(\alpha) = \frac{2}{\pi \tan^2 \bar{\theta}} \exp \left[-\frac{\tan^2 \alpha}{\pi \tan^2 \bar{\theta}} \right] \frac{\sin \alpha}{\cos^2 \alpha}$$

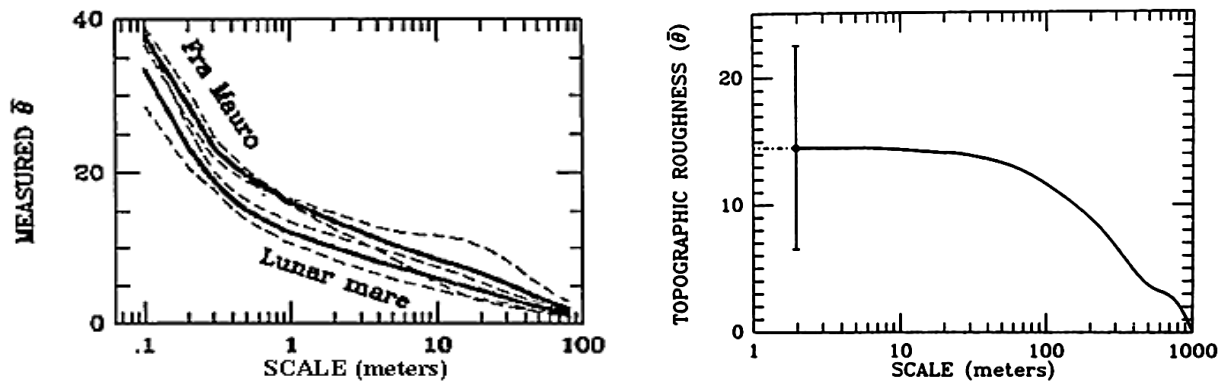
avec l'angle de pente moyen $\tan \bar{\theta} = \frac{2}{\pi} \int_0^{\pi/2} a(\alpha) \tan \alpha d\alpha$

Rugosité sub-pixel $\bar{\theta}$

Objet		θ (°)	Source
Mercure	tout le disque	20	[Hapke, 1984]
Lune	tout le disque	20	[Helfenstein and Veverka, 1987]
Lune	Zone claire	27	[Helfenstein and Shepard, 1999]
	Mer Lunaire	24	[Helfenstein and Shepard, 1999]
Mars	Calote Polaire	15	
	Autres	30	[McEwen, 1991]

Tab. 4.3. Exemple de valeurs de $\bar{\theta}$

La rugosité développée au sens de Hapke $\bar{\theta}$ représente la moyenne des pentes des facettes composant la surface. Cette grandeur est indépendante des échelles, puisque aucune hypothèse n'est faite en ce sens. Elle pourrait aussi bien représenter une topographie kilométrique qu'une rugosité à l'échelle de la particule. Ce paramètre est mesuré par la proportion d'ombres estimée dans un pixel couplé à la géométrie d'observation. Beaucoup d'auteurs ont travaillé sur la nature de ce paramètre. Cord et al., 2003 estime que les échelles de quelques centimètres jusqu'au décimètre sont prépondérantes dans la détermination de ce paramètre.



4.13.a Très forte résolution : [Helfenstein and Shepard, 1999].

4.13.b Forte résolution : [Helfenstein, 1988]

Fig. 4.13. La rugosité $\bar{\theta}$ est fonction de l'échelle d'observation

(a) Valeur moyenne pour différentes échelles de taille pour des sols lunaires non perturbés (Apollo 11 et 12) et pour Fra Mauro (Apollo 14). La ligne pleine correspond aux valeurs moyennes et les lignes en pointillé aux écarts types.

(b) Recherche sur une surface générée par ordinateur, l'évolution de $\bar{\theta}$ en fonction de la résolution. La surface large de $1\text{km} \times 1\text{km}$ est couverte de 10000 cratères de 250 m à 2 m suivant une loi de distribution de tailles gaussienne.

En utilisant des photographies du sol lunaire de $85\mu\text{m}$ de résolution et de $7\text{cm} \times 8\text{cm}$ de champ de vue, [Helfenstein and Shepard, 1999] ont pu démontrer l'importance de la résolution pour la détermination de $\bar{\theta}$ à très petite échelle (cf. **Fig. 4.13.a** et **Fig. 4.13.b**). Plus la résolution augmente, plus $\bar{\theta}$ croît selon une loi de dimension fractale de 2.4. Dans ces observations, la nature gaussienne est plutôt bien confirmée. L'importance des petites échelles pour la rugosité est à mettre en relation avec le comportement cohésif entre particules. Les terrains de mers lunaires montrent les mêmes comportements alors que l'unique mission Apollo en zone de transition se distingue quant à sa distribution de $\bar{\theta}$. Cependant il faut garder en mémoire que l'échantillonnage est fait sur un faible nombre d'images de quelques centimètres de côté et n'est donc pas forcément représentatif.

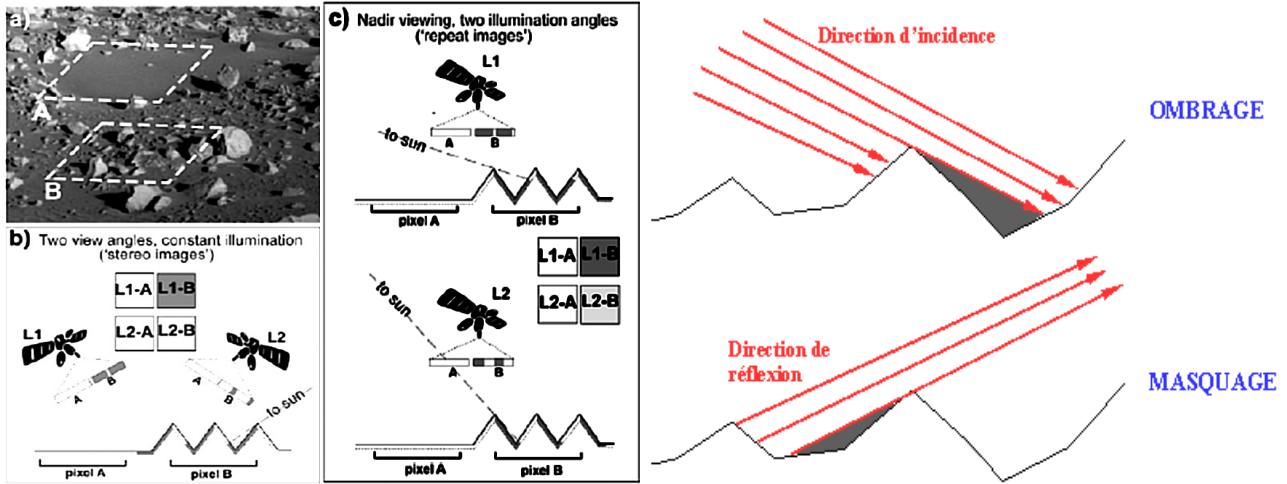
e. L'atténuation G à forte phase

C'est un phénomène lié à la rugosité qui intervient à forte phase lorsque le Soleil ou l'observateur est bas sur l'horizon. Il est caractérisé alors par une atténuation de brillance de cause purement géométrique [Shepard and Campbell, 1998]. Deux phénomènes sont en jeu, d'abord un phénomène d'ombrage ; la topographie locale et le Soleil peuvent former des ombres propres. La surface peut en outre être cachée par un relief à proximité, on a alors de l'ombre portée. Enfin, vue de l'observateur, des facettes se masquent mutuellement. Ces phénomènes géométriques sont illustrés sur la **Fig. 4.14**.

Plus l'incidence est grande plus le sol présente des ombres à sa surface, et plus l'émergence est grande, plus certaines facettes sont cachées. Suivant l'azimut, ces facettes cachées peuvent être soit des facettes à l'ombre soit des facettes éclairées. Dans les 2 cas, il s'agit d'une atténuation. Ces comportements dépendent de la géométrie du terrain à toutes les échelles et sont aussi complexes que peut l'être une surface.

Si aucun de ces comportements n'a lieu alors, l'atténuation G vaut 1 .

Si l représente la surface bloquée ou à l'ombre et m la surface totale : G peut s'écrire $G = 1 - l/m$.



4.14.a Influence de l'émergence 4.14.b Influence de l'incidence 4.14.c Schéma des deux causes différentes à l'échelle des facettes

Fig. 4.14. Principe d'atténuation en terrain rugueux : [Mushkin and Gillespie, 2006]

Ce facteur d'atténuation ne s'exprime pas simplement. Blinn en a donné une dérivation trigonométrique mais celle ci n'est que peu précise.

$$G(i, e, g) = \min \left[1 ; \frac{2 \cos \alpha \cos i}{\cos g/2} ; \frac{2 \cos \alpha \cos e}{\cos g/2} \right]$$

Smith, 1967 en donne une dérivation plus générale et validée expérimentalement :

$$G(i, e, g) = G'(i) G'(e), \quad G'(\alpha) = \frac{g_G}{g_G + 1}$$

$$g_G = \sqrt{h\pi(2 - \operatorname{erfc}\sqrt{h})}, \quad h = \frac{\cos^2 \alpha}{2m^2(1 - \cos^2 \alpha)}$$

La fonction *erfc* ne peut pas être calculée de façon exacte, mais elle peut être approchée à moindre coût avec une erreur inférieure à 10^{-7}

Il existe une formule pratique et nettement moins complexe (erreur $< 1\%$) [Schlick, 1994].

$$G'(\alpha) = \frac{\cos \alpha}{\cos \alpha - k \cos \alpha + k} \quad \text{avec } k = \sqrt{\frac{2m^2}{\pi}}$$

Hapke utilise dans son modèle une autre expression donnée ci dessous :

$$G(i, e, g) = \begin{cases} \frac{\mu}{\mu_e(0)} \frac{\mu_0}{\mu_{0e}(0)} \frac{\chi(\bar{\theta})}{1 - f(g) + f(g) \frac{\chi(\bar{\theta})}{\chi(\bar{\theta})} [\mu_0/\mu_{0e}(0)]} & e \geq i \\ \frac{\mu}{\mu_e(0)} \frac{\mu_0}{\mu_{0e}(0)} \frac{\chi(\bar{\theta})}{1 - f(g) + f(g) \chi(\bar{\theta}) [\mu/\mu_e(0)]} & e \leq i \end{cases} \quad \text{avec} \quad \chi(\bar{\theta}) = \frac{1}{\sqrt{1 + \pi \tan^2 \bar{\theta}}} \\ f(\varphi) = \exp\left(-2 \tan \frac{\varphi}{2}\right)$$

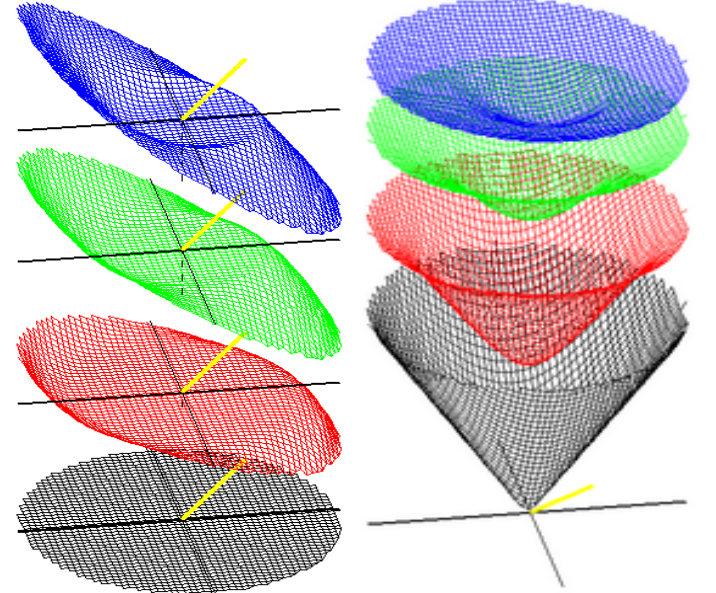
f. Biais dans les angles

Dès qu'une surface n'est pas lisse et qu'elle est observée et/ou illuminée de côté, les angles calculés pour une surface moyenne ne sont plus valides. Ceci parce que les facettes inclinées dans les directions des rayons émergents ont plus d'impact, (leur surface est plus exposée à l'observateur) et que chaque facette est plus ou moins éclairée (voire pas du tout), ce qui module aussi leur importance.

Sur la figure **Fig. 4.15**, sont représentées suivant les formules de Hapke, 2005, les différences entre les angles d'émergence et d'incidence perçus pour une surface lisse et une surface rugueuse. L'angle d'incidence est supposé constant égal à 45° , et l'émergence varie de -90° dans la même direction que l'incidence à $+90^\circ$. Un angle d'incidence fixe plus faible n'entraînerait pas de grande différence sur l'angle d'émergence. L'exercice peut se faire aussi en gardant l'émergence fixe et en faisant varier l'incidence. Nous retrouvons alors les mêmes résultats inversés, ce qui correspond au principe de symétrie (Principe de Helmholtz).

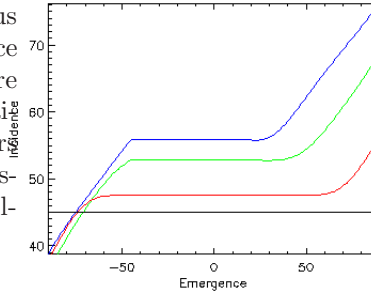
Les sous-figures (c) et (d) sont les coupes de (a) et (b) sur le plan principal; elles nous permettent une quantification des différences. Nous pouvons voir que les angles sont la plupart du temps sous-estimés, sauf à forte émergence. Les différences peuvent atteindre 50° (!) pour $\bar{\theta} = 30^\circ$, 35° pour $\bar{\theta} = 20^\circ$, ce qui en fait une correction de première importance.

La correction est anisotrope à cause de l'intervention de l'azimut, cependant avec l'hypothèse d'une distribution gaussienne indépendante de l'azimut sous-jacente, la correction préserve le plan de symétrie par rapport au plan principal (cf. **page 10**) et le plan de symétrie par rapport au plan binormal (cf. **page 10**).

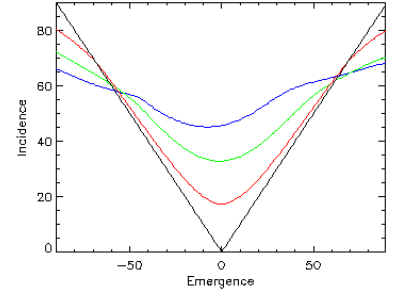


4.15.a Angle d'incidence en 3D

4.15.b Angle d'émergence en 3D



4.15.c Angle d'incidence



4.15.d Angle d'émergence

Fig. 4.15. Biais angulaire causé par la rugosité de surface $\bar{\theta} = 0^\circ$ (noir) $\bar{\theta} = 10^\circ$ (rouge), $\bar{\theta} = 20^\circ$ (verte), $\bar{\theta} = 30^\circ$ (bleu). L'angle d'incidence vaut 45° (i et e peuvent être inversé). L'observateur parcourt toute l'hémisphère de diffusion pour (a) et (b) et seulement le plan principal pour (c) et (d).

I.4.5 Diffusion Multiple

Le phénomène de diffusion multiple décrit la contribution des rayons lumineux après plusieurs interactions notamment dans le cas de particules transparentes. La diffusion multiple doit être envisagée pour des milieux où la densité particulaire est élevée comme c'est le cas pour une surface planétaire [Shkuratov et al., 2005].

Prenons une géométrie simple (cf. **Fig. 4.16**) pour comprendre quels paramètres influent sur la diffusion multiple et à quel impact nous pouvons nous attendre sur la réflectance. Pour cela, prenons une dépression en forme de bol de rayon x , de centre O qui, en chacun de ces points, diffuse uniformément dans toutes les directions un rayonnement incident vertical. Dans le cas d'une luminance constante (cf. page 12) :

$$E = \pi L_i$$

La réflectance s'écrit dans ce cas (cf. page 41) :

$$r = \frac{1}{\pi} A_L \mu_0$$

Prenons une surface élémentaire ΔA située au fond du bol et calculons la part de lumière diffusée par un élément dA situé à un angle θ et un azimut ϕ . La réflectance dr_2 allant de dA à ΔA s'écrit :

$$dr_2 = r_{dA} \cdot r_{\Delta A} \cdot dA \, d\Omega_{dA \rightarrow \Delta A}$$

avec	$r_{dA} = 1/\pi A_L \cos \theta$	Réflectance diffusée par dA (le rayonnement provient de la verticale)
	$r_{\Delta A} = 1/\pi A_L \cos \theta'$	Réflectance diffusée par ΔA (le rayonnement provient de dA)
	$dA = x^2 \sin \theta \, d\theta \, d\phi$	Élément de surface éclairant
	$d\Omega_{\Delta A \rightarrow dA} = \frac{\Delta A \cos \theta'}{y^2}$	L l'angle solide vu par dA

En remarquant dans notre cas simple que : $\theta' = \frac{\pi - \theta}{2}$ $y = 2x \sin \frac{\theta}{2}$

Nous arrivons à :

$$\begin{aligned} dr_2 &= \frac{1}{\pi} A_L \cos \theta \cdot \frac{1}{\pi} A_L \cos\left(\frac{\pi - \theta}{2}\right) x^2 \cdot \sin \theta \, d\theta \, d\phi \frac{\Delta A \cos \frac{\pi - \theta}{2}}{(2x \sin \frac{\theta}{2})^2} \\ &= \frac{1}{4\pi^2} A_L^2 \cos \theta \sin \theta \Delta A \frac{\cos(\frac{\pi - \theta}{2})^2}{\sin(\frac{\theta}{2})^2} d\theta \, d\phi \end{aligned}$$

Nous pouvons intégrer sur l'ensemble de la surface pour comprendre quelle quantité de réflectance arrive sur ΔA au total. dr_2 représente une quantité proportionnelle à la diffusion d'ordre 2 issu de ΔA .

$$r_2 = \int_{\theta=0^\circ}^{\theta_M} \int_{\phi=0^\circ}^{2\pi} \frac{\Delta A}{4\pi^2} A_L^2 \sin \theta \cos \theta \, d\theta \, d\phi = \frac{1}{4} \Delta A A_L^2 \sin^2 \theta_M$$

Comparé à l'intensité incidente reçue (r_1), nous avons un rapport de : $\frac{r_2}{r_1} = \frac{1}{4} A_L \sin^2 \theta_M$

Ce que nous pouvons remarquer, c'est que la proportion d'énergie diffusée 2 fois augmente si les angles augmentent, et si l'albedo est plus important. Pour un albedo de 0.5 et un angle maximal de 45° , nous obtenons une part de 6% de la réflectance provenant de la diffusion double.

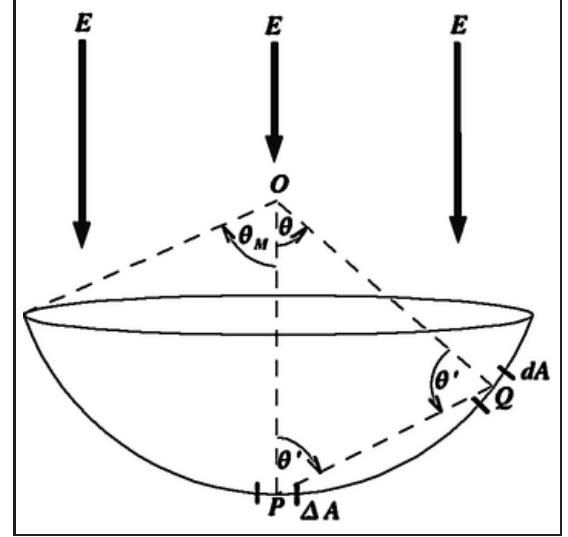
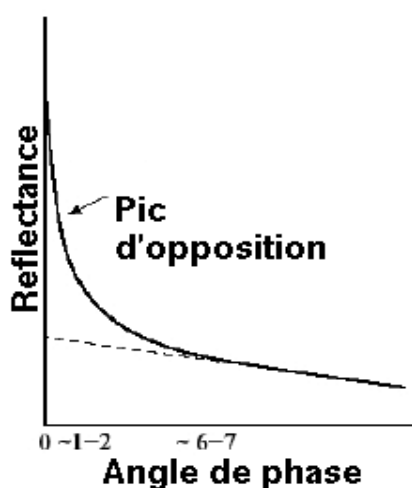


Fig. 4.16. Cas d'école pour la diffusion double [Hapke, 2005]

I.4.6 Effet d'opposition

L'effet d'opposition est une augmentation de l'énergie renvoyée par une surface particulaire qui se produit lorsque l'angle de phase est faible (inférieur à 20°). L'observateur est entre la source et la cible (cf. Fig. 4.17).

Ce phénomène a été découvert sur la Lune au début du XX^e siècle lors des premières observations photométriques, ce qui remettait en cause l'hypothèse de diffusion isotrope reconnue préalablement. Depuis, cet effet a été retrouvé sur tous les corps du système solaire qu'ils soient munis ou non d'une atmosphère, en terrain brillant ou en terrain sombre [Thorpe, 1982] (cf. Fig. 4.18, Fig. 4.19.b et Fig. 4.20).



4.19.a Effet sur la fonction de phase



4.19.b Exemple autour de l'ombre d'un astronaute

Fig. 4.19. L'effet d'opposition n'a lieu que pour de faibles phases

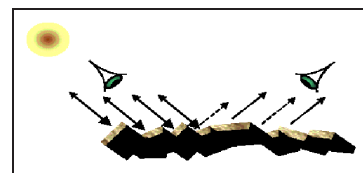


Fig. 4.17. Géométrie

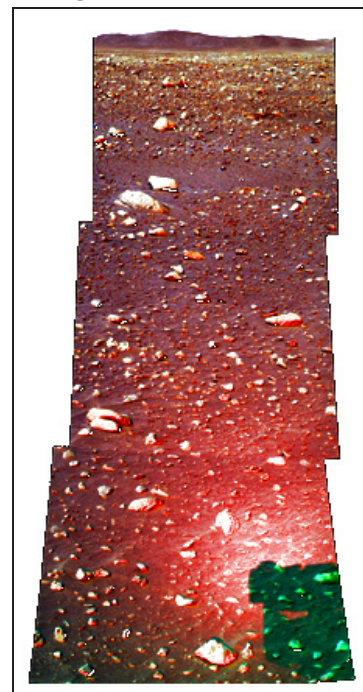


Fig. 4.18. Effet d'opposition autour de l'ombre du mât du rover Spirit

L'explication physique de ce phénomène admet principalement deux contributions :

- [“**Shadow Hiding Opposition Effect**”] (**SHOE**) : Dans un milieu granulaire où les constituants sont grands par rapport à la longueur d'onde, les grains proches de la surface projettent une ombre sur leur homologues enfouis. Ces ombres sont visibles à grand angle de phase, mais deviennent masquées quand l'angle de phase tend vers 0. Cela ne suffit cependant pas à expliquer la totalité de l'effet constaté.

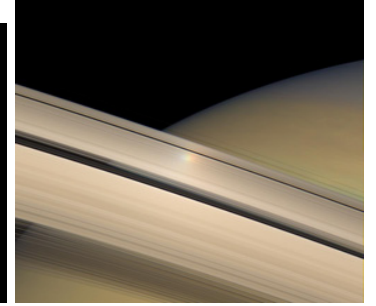
- [“**Coherent Backscattering Opposition Effect**”] (**CBOE**) : Proposé plus récemment. L'effet de rétrodiffusion cohérente provient d'interférences constructives entre des fronts d'ondes voyageant dans des directions opposées le long de chemins de diffusion multiples. Cet effet s'illustre surtout lorsque la longueur d'onde et la taille des particules sont du même ordre de grandeur.

Ce phénomène accessible depuis la Terre et de forte amplitude a été le sujet de nombreux articles. [Thorpe, 1982, Kukko et al., 2005, Abe et al., 2006, Yokota et al., 2006]. Notamment, beaucoup d'études [Helfenstein et al., 1997, Shkuratov et al., 1999, Kaasalainen et al., 2001] ont été menées quant à son implication sur la surface, et sur la contribution à donner à chacun des phénomènes en jeu. Enfin, de nombreux articles [Hapke, 2002, Shkuratov et al., 2002] tentent d'élaborer des théories concordantes avec les mesures.

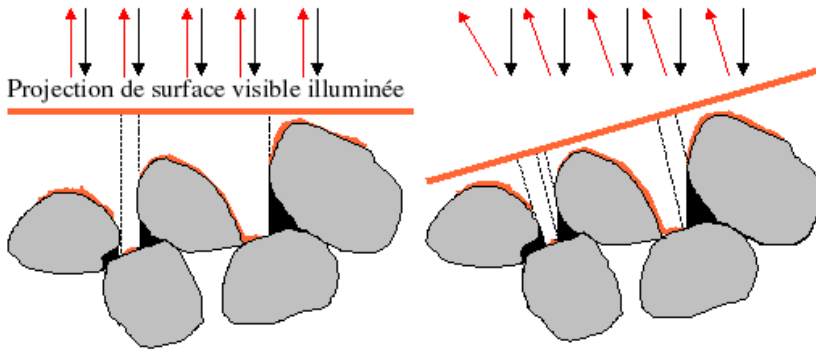
D'après Hapke [2005], sur la Lune, l'effet d'opposition semble être le résultat d'un pic étroit dû au CBOE avec une largeur angulaire à mi-hauteur de 2° , superposé à un autre beaucoup plus étendu à cause d'un SHOE d'une largeur d'environ 8° . Helfenstein et al., 1997 donnent les mêmes résultats avec un jeu de données différent : l'effet d'opposition sur la Lune est bien représenté par une combinaison de CBOE (2°) très étroit et de SHOE plus large (20°).



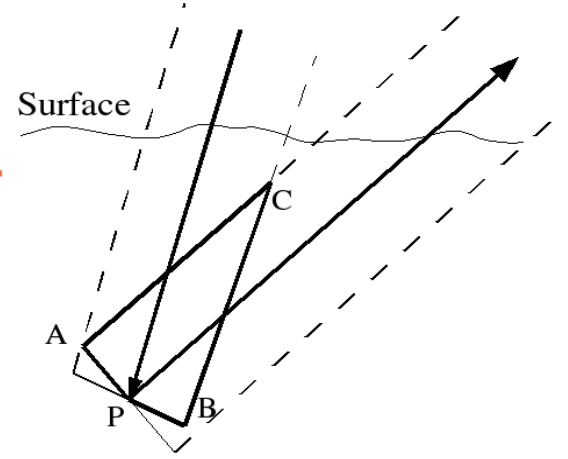
4.20.a Observation de Hubble lors de l'opposition presque parfaite de Saturne



4.20.b Observation à proximité

Fig. 4.20. L'effet d'opposition est bien visible sur les anneaux de Saturne**a. SHOE**

4.21.a proportion d'ombres



4.21.b Polygone APBC

Fig. 4.21. Le Principe du SHOE se base sur une absence apparente d'ombres

- (a) la partie de la surface visible est représentée en orange ; les ombres des grains sont masqués à faible phase
 (b) le polygone APBC représente le volume rencontré à la fois par les rayons incidents et émergents

Ce phénomène agit surtout pour les rayons rencontrant une seule fois la surface. Si nous nous intéressons seulement à cette composante, la réflectance bidirectionnelle peut s'écrire :

$$r(\vec{z}, \vec{e}) = \frac{1}{4\pi} \frac{1}{\mu} \int_{\tau=0}^{\infty} w(\tau) p(\tau, g) t_i(\tau, \mu_0) t_e(\tau, \mu) d\tau$$

$$t_i(\tau, \mu_0) = e^{-\tau/\mu_0} \quad t_e(\tau, \mu) = e^{-\tau/\mu}$$

où t_i est la probabilité que l'éclairement pénètre à une profondeur τ et t_e la probabilité que la lumière diffusée dans la direction \vec{e} s'échappe du milieu (cf. **Fig. 4.21.a**).

Seulement t_i et t_e ne sont pas indépendants puisque, si l'on regarde la figure **Fig. 4.21.b**, nous voyons qu'un volume V_c ici représenté par le polygone APBC est commun aux directions d'incidence et d'émergence. La probabilité résultante d'avoir à la fois l'événement t_i et à la fois t_e est en fait :

$$t_i t_e = \exp[-(\tau/\mu_0 + \tau/\mu - \tau_c)] \quad \text{avec} \quad \tau_c = \int_{V_c} n_e(z) dV$$

En résumé, cette contribution s'écrit [Hapke, 2005] :

$$B_{SH}(g) = 1 + \frac{B_{S0}}{1 + \frac{\tan((g/2))}{h_S}} \quad \text{avec} \quad \begin{array}{ll} B_{S0} & \text{l'amplitude} \\ h_S & \text{la largeur} \end{array}$$

b. CBOE

Au contraire du SHOE, nous ne nous intéressons ici qu'à la composante de lumière diffusée plusieurs fois. Soit une onde électromagnétique arrivant du point 1 au point 2 et une seconde en sens inverse. La contribution de diffusion de ces deux ondes peut s'écrire :

$$E = \zeta_{12} \exp(-i\delta_{12}) + \zeta_{21} \exp(-i\delta_{21})$$

Si nous considérons grâce au principe d'Helmholtz que $\zeta_{12} = \zeta_{21} = \zeta$, nous avons pour intensité résultante :

$$EE^* = \zeta \zeta^* (1 + \cos\Delta) \Delta \doteq (\vec{k}_i - \vec{k}_e) \vec{S}$$

avec \vec{k}_i direction de propagation incidente, \vec{k}_e direction de propagation émergente et \vec{S} le vecteur reliant le point 1 au point 2.

si ϕ_S est l'azimut de \vec{S} , ce terme Δ a pour expression :

$$\Delta = \frac{2\pi\lambda}{\sin(i) \cos(\phi_S) - \sin(e) \cos(\phi - \phi_S)}$$

Si i et e sont égaux et $\phi = 0$, $\forall \phi_S$, nous avons $\Delta = 0$, donc une augmentation de l'intensité.

Cet effet est décrit en multipliant la réflectance bidirectionnelle par la fonction [Hapke, 2005] :

$$B_{CB}(g) = 1 + B_{C0} \frac{1 + \frac{\tan(g/2)}{h_C}}{2 \left[1 + \frac{\tan(g/2)}{h_C} \right]^2} \quad \text{avec} \quad \begin{array}{ll} B_{C0} & \text{l'amplitude de cette composante} \\ h_C = \frac{\lambda}{4\pi\Lambda} & \text{la largeur du pic} \\ \lambda & \text{la longueur d'onde} \\ \Lambda & \text{le libre parcours moyen dans le milieu} \end{array}$$

Après avoir décrit l'ensemble des processus radiatifs sur les surfaces complexes que sont les surfaces planétaires nous proposons dans le chapitre suivant une synthèse des modèles photométriques qui peuvent être utilisés pour représenter de façon plus ou moins approchée le comportement photométrique de ces surfaces.

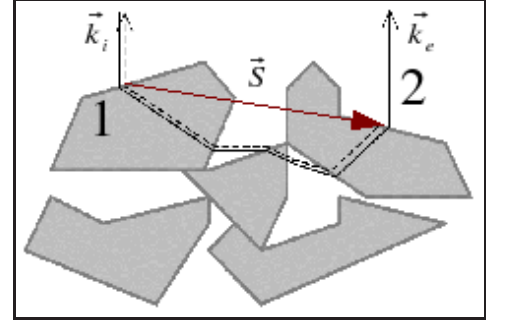


Fig. 4.22. CBOE : les ondes qui se propagent dans des directions opposées interfèrent ensemble.

Modèles photométriques

I.5.1 Modèles empiriques et théoriques

Nous avons utilisé deux types de modèles. Les premiers ont été construits par des mesures : les modèles empiriques, et les seconds à partir de théories. Les premiers sont les plus simples et les plus faciles à utiliser. Ils se révèlent aussi capables de décrire précisément la réalité. Cependant il est difficile d'interpréter le sens de la modélisation ; ils sont conçus pour corriger des effets photométriques.

Les seconds : les modèles théoriques ont pour but d'expliquer l'intensité lumineuse en fonction d'une somme de comportements physiques. Il est beaucoup plus aisé de comprendre la nature d'une surface éclairée si nous connaissons les lois et les raisons qui agissent sur la lumière réfléchie. Néanmoins ces modèles ont des expressions analytiques difficiles et ils peuvent se révéler inefficaces et ambigus. Leur raison d'être est la compréhension des phénomènes photométriques plus que leur correction.

I.5.2 Les modèles les plus simples

a. Diffuseur parfait

Un diffuseur parfait (en réflexion ou en transmission) est une surface qui réfléchit ou qui transmet la totalité du flux incident (albédo de 1) avec une luminance uniforme dans un demi-espace (demi-espace amont pour un diffuseur en réflexion, aval pour un diffuseur en transmission), quelle que soit la géométrie de l'éclairage (éclairage collimaté, omnidirectionnel, hémisphérique...).

b. Modèle de Lambert [Lambert, 1760]

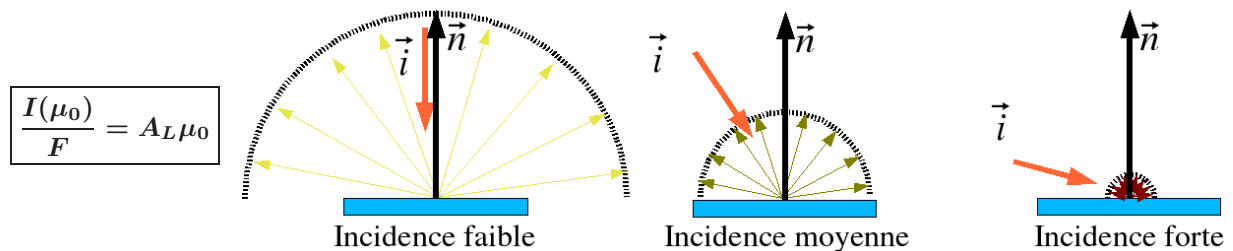


Fig. 5.1. Modèle de Lambert : Variation des réflectances en fonction de l'incidence

Nous appellerons *orthotrope* ou *lambertienne* toute surface qui réfléchit ou qui transmet, non plus la totalité, mais une fraction du flux incident, avec une luminance uniforme. Cette fraction est dénommée facteur de réflexion (ou albédo de Lambert) ou encore facteur de transmission de la surface. Ce modèle reproduit assez fidèlement le comportement de la neige, beaucoup moins bien celui des matériaux sombres.

Le caractère lambertien d'une surface diffusante (par exemple en réflexion) dépend essentiellement de la rugosité (ou fluctuation du relief) relative de la surface par rapport à la longueur d'onde du rayonnement incident. Il faut noter que, pour un échantillon donné, l'effet de la rugosité de sa surface décroît en fonction de l'angle d'incidence du faisceau (cf. **Fig. 5.1**) : une surface qui se comporte comme un très bon diffuseur pour un éclairage proche de la normale, perd en général son caractère orthotrope sous incidence rasante, parce que sa rugosité apparente décroît en fonction de l'incidence. Ce phénomène est, par exemple, facile à vérifier si nous observons une feuille de papier mate perpendiculairement à sa surface : c'est un bon diffuseur, ou par la tranche : cette feuille de papier devient alors quasi-spéculaire (cf. **page 30**).

c. Modèle du miroir

Les surfaces parfaitement spéculaires réfléchissent seulement dans la direction symétrique par rapport à la normale. La BRDF (cf. **page 13**) doit donc être non nulle pour cette direction et nulle pour toute autre direction. De plus, nous devons assurer une réflexion totale, d'où :

$$\frac{I(\mu_0)}{F} = \frac{\delta(\cos i - \cos e)}{\cos i} \delta(\phi_i - (\phi_e \pm \pi)) \quad \text{avec } \delta \text{ la fonction de Dirac}$$

D'une manière générale les surfaces dites spéculaires réfléchissent la lumière dans un petit domaine autour de la direction de réflexion. Dans les cas où nous considérons la BRDF séparable, nous pouvons rajouter un terme : la portion de surface supposée se comporter de façon parfaitement spéculaire.

Remarque : La luminance d'un diffuseur à celle d'un miroir de même facteur de réflexion \mathcal{R} s'écrit :

- Pour la luminance du miroir, dans toutes les directions : $L_{reflechie} = \mathcal{R}L_{inc}$
- Pour celle du diffuseur plan : $L_{diffuseur} = \mathcal{R}E\pi$

Si les deux reçoivent un rayonnement hémisphérique de luminance uniforme L_{inc} , l'éclairement du diffuseur est : $E = \pi L_{inc}$. Il en ressort que, dans ces conditions, un diffuseur plan et un miroir ont la même luminance en réflexion si leurs facteurs de réflexion sont identiques.

I.5.3 Modèles analytiques empiriques

a. Phong

Ce modèle [Phong, 1975] a fait les beaux jours de la synthèse d'image. Ce fut le premier modèle utilisé en infographie capable de gérer les surfaces non-lambertiennes. La réflectance s'exprime comme une combinaison linéaire d'une partie diffuse et d'une partie spéculaire :

$$r(i, e, g) = d\rho \cos e + s\rho'G(\alpha) \quad \text{avec} \quad d + s = 1$$

$$G(\alpha) = \begin{cases} \cos^n \alpha & \text{si } \alpha \leq \frac{\pi}{2} \\ 0 & \text{si } \alpha > \frac{\pi}{2} \end{cases}$$

$d, (s) \in [0, 1]$ les portions de surface se comportant comme parfaitement diffuses, (spéculaire)
 $r_d, (r_s) \in [0, 1]$ les fractions de lumière incidente réfléchie par le réflecteur diffus, (spéculaire)
 $n \in [1, \infty]$ l'étalement de la partie spéculaire (cf. **Fig. 5.2**)

Il existe une version anisotrope en utilisant la direction bi-normale (cf. **page 10**) [Schlick, 1994] :

$$r(i, e, g) = dr_d \cos e + sr_s \cos^p \alpha \quad \text{avec} \quad d + s = 1$$

$$p = \frac{mn}{m - m \cos^2 \phi + n \cos^2 \phi} \quad m, n \in [1, \infty[$$

m et n sont les étalements tangent et binormal

Pour $m=n$ la surface est isotrope, plus m et n sont différents, plus l'anisotropie augmente.

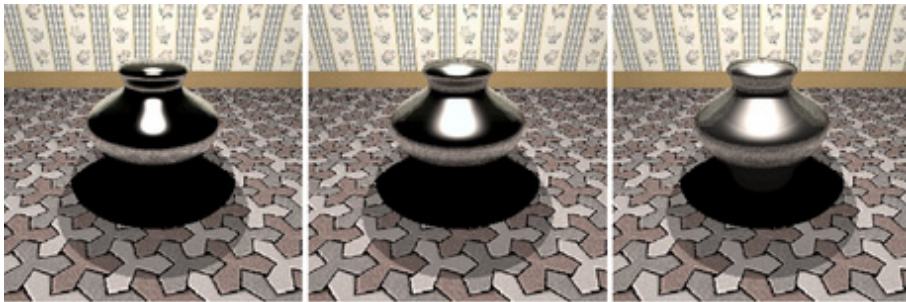


Fig. 5.2. Étalement sur une sphère du lobe de specularité pour $n=10, 50, 100$

b. Lewis

Le modèle de Lewis est une amélioration du modèle de Phong afin de le rendre physiquement plus réaliste. Ce modèle vérifie la réciprocité de Helmholtz et la conservation d'énergie si $r_s + r_d < 1$.

$$r(i, e, g) = \frac{r_d}{\pi} + \frac{r_s}{2\pi} (n + 2) G(d_{sp\vec{e}c}) \quad \text{avec} \quad G(d_{sp\vec{e}c}) = \begin{cases} \cos^n\{d_{sp\vec{e}c}\} & \text{si } d_{sp\vec{e}c} \leq \frac{\pi}{2} \\ 0 & \text{si } d_{sp\vec{e}c} > \frac{\pi}{2} \end{cases}$$

r_s Réflectance lambertienne
 r_d Réflectance spéculaire

c. Minnaert [Minnaert, 1941]

Ce modèle est issu de travaux portant sur les propriétés photométriques de la Lune. Il s'agit d'une réflectance bidirectionnelle dépendant des angles d'incidence et de réflexion, et donc de l'angle de phase, et d'une constante k communément nommée constante de Minnaert ou indice d'effet d'assombrissement du limbe : *limb effect*. Le limbe est une région observée tangentiellement avec un angle d'émergence e de 90° . C'est le rebord apparent où l'on mesure par ailleurs le profil atmosphérique par occultation d'étoile ou une perturbation de signal de communication. C'est parce que l'atmosphère joue un grand rôle en photométrie en observation oblique que ce modèle a été associé à ces régions.

$$\frac{I(\mu, \mu_0)}{F} = \pi A_M \mu_0^k \mu^{k-1} \quad \text{avec :} \quad \begin{aligned} &\bullet 0.6 \leq k \leq 0.8 && \text{Données lunaires} \\ &\bullet 0.1 \leq A_M \leq 0.4 && \text{Albédo de Minnaert} \end{aligned}$$

Une valeur k de 0.5 dénote l'absence d'effet de limbe. Les valeurs trouvées sont généralement supérieures (cf. **Fig. 5.3**). Ce modèle est surtout adapté à des surface quasi-lambertiennes. Une surface lambertienne a un k de 1, mais la réciproque est fausse car ce modèle est insensible à l'anisotropie. Il ne dépend que de i et de e . Une valeur plus forte que 1 s'explique par une composante spéculaire.

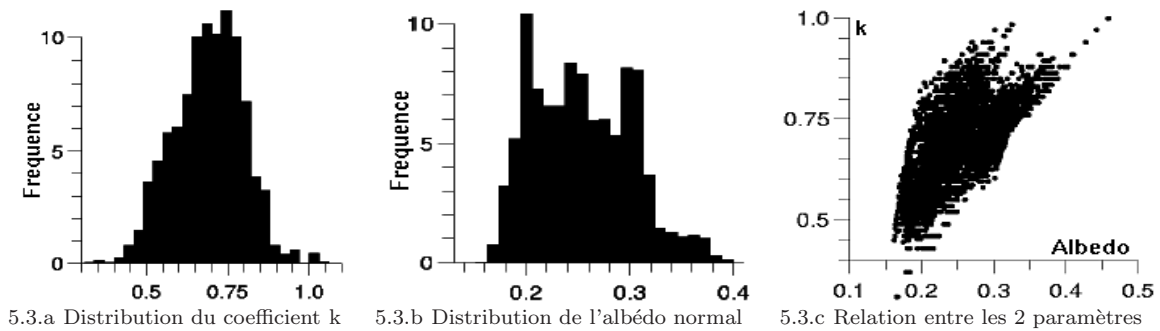


Fig. 5.3. Paramètres de Minnaert retrouvés pour la planète Mars $\lambda = 0.73\mu\text{m}$ observations au Pic du Midi (1988) [de Grenier and Pinet, 1995, Pinet and Rosenberg, 2001].

Les valeurs de ce paramètre sont dépendantes de la diffusion multiple ainsi que de la rugosité. Toutefois, ce modèle perd en réalisme pour des angles importants et ne peut être utilisé que pour des angles tels que $(i, e, g < 60^\circ)$. Dans des conditions d'observation rasante ($e = 90^\circ$), si $k < 1$ la luminosité est prédite infinie, et si $k > 1$, la luminosité doit devenir nulle (cf. **Fig. 5.4**). De plus, k est très difficilement associable à un caractère physique. Enfin aussi bien A_M que le paramètre k varient avec la phase et la longueur d'onde (cf. **Fig. 5.5**).

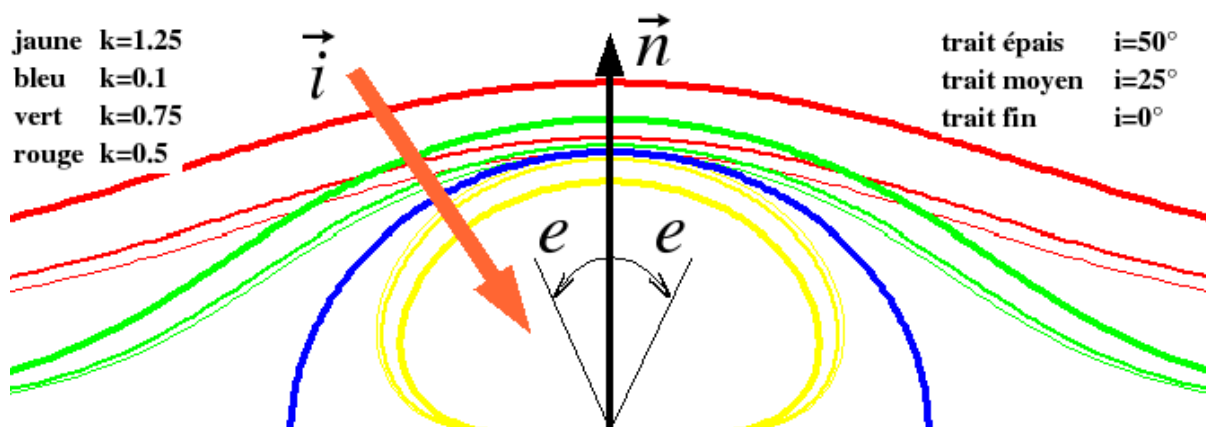
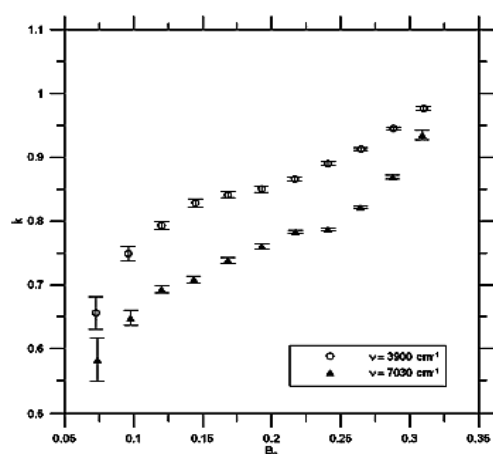
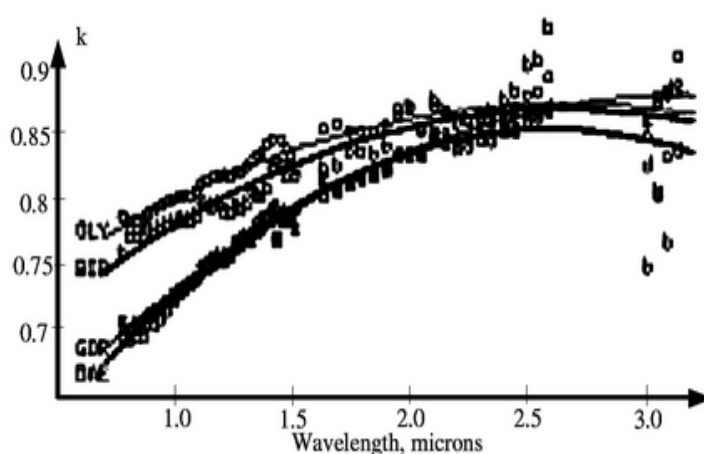


Fig. 5.4. Forme du lobe de diffusion pour le modèle de Minnaert
vue polaire pour des valeurs en (REFF)

Cependant, ce modèle décrit relativement bien la réalité pour des angles modérés et malgré un faible nombre de paramètres. Son rapport efficacité/complexité est très bon. Il se révèle ainsi d'une grande valeur pratique lorsque le but recherché est la correction des phénomènes photométriques et non leur modélisation et interprétation physique.



5.5.a [Esposito et al., 2007]



5.5.b [Kirkland et al., 1997]

Fig. 5.5. Les paramètres sont à la fois dépendants de la phase et de la longueur d'onde.

(a) Les données PFS en proche infrarouge donnent une relation entre albédo normal et coefficient de Minnaert pour une longueur d'onde donnée.

(b) Paramètre k en fonction de la longueur d'onde pour 4 terrains brillants. k est minimum pour de faibles longueurs d'onde et tend vers une valeur quasi constante pour $2.5\mu\text{ m}$.

I.5.4 Modèles analytiques théoriques

a. Lommel-Seeliger

Ce modèle se base sur les équations de transfert radiatif (page 27). Seule la diffusion simple et l'émission sont supposées présentes. Ce qui fait que ce modèle se limite aux terrains sombres.

Considérons notre terme d'émission \mathcal{F} : $\mathcal{F}(\tau, \Omega) = E_E e^{-\tau/\mu_0} w(\tau) p(\tau, g)$

La diffusion multiple est supposée inexistante, ce qui donne : $\int_{4\pi} p(\tau, \Omega', \Omega) I(\tau, \Omega') d\Omega = 0$

La luminance provenant seulement de la diffusion simple et atteignant le détecteur s'écrit alors :

$$\frac{I(\mu, \mu_0, \alpha)}{F} = \frac{1}{4} \frac{1}{\mu} \int_0^\infty w(\tau) p(\tau, g) e^{-(1/\mu_0 + 1/\mu)\tau} d\tau$$

Si nous supposons w indépendant de τ (où de z), alors cette expression est facilement intégrable.

$$\frac{I(\mu, \mu_0, \alpha)}{F} = \frac{1}{4\pi} \frac{1}{\mu} w p(g) \left[\left(\frac{\mu\mu_0}{\mu_0 + \mu} \right) e^{-(1/\mu_0 + 1/\mu)\tau} \right]_{\tau=0}^{\tau=\infty}$$

$$\boxed{\frac{I(\mu, \mu_0, \alpha)}{F} = \frac{w}{4} \frac{\mu_0}{\mu + \mu_0} p(g)}$$

Cette expression est le modèle de Lommel-Seeliger.

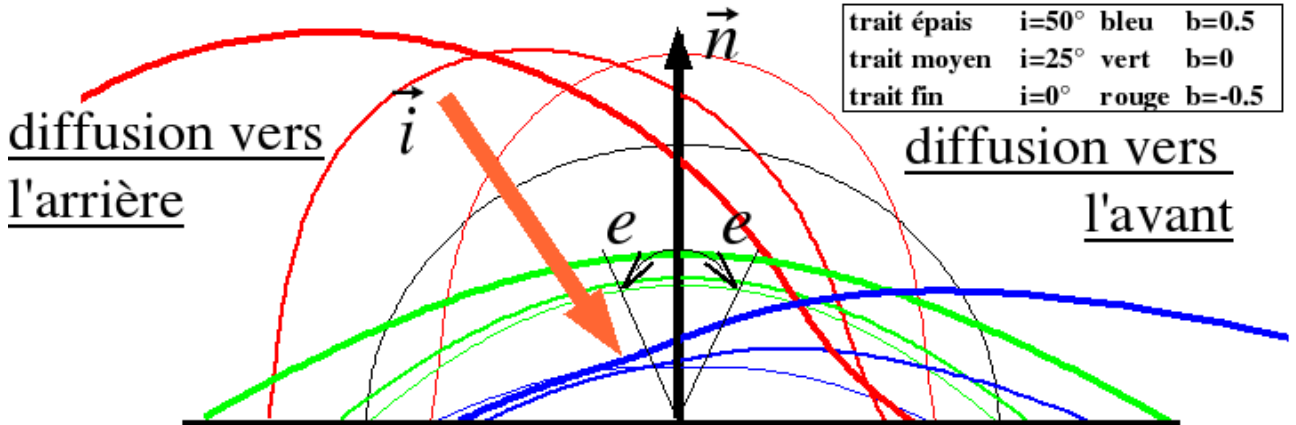


Fig. 5.6. Forme du lobe de diffusion pour le modèle de Lommel-Seeliger vue polaire en REFF, la fonction de Henyey- Greenstein à 1 paramètre a été utilisée ($b=\xi$).

b. Lunar-Lambert

Ce modèle est la somme des modèles de Lambert et de Lommel-Seeliger.

$$\frac{I(\mu, \mu_0, \alpha)}{F} = A f(\alpha) \frac{\mu_0}{\mu + \mu_0} + B \mu_0$$

Nous pouvons citer 2 variantes où une fonction de phase est insérée :

- **Empirical Lunar-Lambert** : $\frac{I(\mu, \mu_0, \alpha)}{F} = A(C + D\alpha + Ee^{-F\alpha}) \times \frac{\mu_0}{\mu + \mu_0} + (1 - A)\mu_0$
- **HG Lunar-Lambert** : $\frac{I(\mu, \mu_0, \alpha)}{F} = A \left[\frac{(1-b^2)}{(1+2b \cos(\alpha) + b^2)^{3/2}} \right] \cdot \left[1 + \frac{B_{SO}}{(1+(1/H_s) \tan(\alpha/2))} \right] \cdot \left[\frac{\mu_0}{\mu + \mu_0} \right] + B \mu_0$

Cette addition de plusieurs modèles permet une adaptation à une plus grande variété de surfaces, mais l'amélioration peut ne pas être significative. De même, si les fonctions présentent des comportements proches, la détermination des paramètres de ce modèle devient ambiguë. Plusieurs ensembles de paramètres éloignés peuvent donner des solutions équivalentes.

c. Hapke

$$\frac{I(\mu, \mu_0, \alpha)}{F} = \frac{w}{4} \frac{\mu_0}{\mu + \mu_0} \times \left[p(g, \dots) \right] \times \left[1 + \frac{B_{SO}}{(1 + (1/H_s) \tan(\alpha/2))} \right] + M(\mu, \mu_0) \cdot S$$

Ce modèle basé sur les équations de transfert radiatif prend en compte plusieurs autres phénomènes au prix de paramètres supplémentaires. Il est adapté pour les surfaces sombres composées de grandes particules.

Le modèle de Hapke est composé de plusieurs parties L'une d'entre elles est la fonction de phase $p(g)$. Elle peut s'écrire de multiples façons comme vu **page 19**. Ultérieurement, nous distinguerons le modèle de Hapke construit avec la fonction de Henyey-Greenstein à 2 paramètres (HG2) et la fonction de phase de Henyey-Greenstein à 1 paramètre (HG1). Il peut en être de même avec l'effet d'opposition si nous ne possédons pas de faible phase (cf. **page 38**) ou encore de la prise en compte de la rugosité si les données que nous possédons ne sont pas suffisantes pour prendre en compte tous ces phénomènes. Une autre alternative sera de fixer la valeur d'un ou plusieurs paramètres avec des valeurs rencontrées dans la littérature.

Le modèle complet prend en compte :

- **L'effet d'opposition** (cf. **page 38**).
- **La diffusion multiple** (cf. **page 37**).
- **L'anisotropie de phase** (cf. **page 19**).
- **L'atténuation de rugosité** (cf. **page 35**).
- **Les biais angulaires** (cf. **page 36**).

Ce modèle ne prend pas en compte :

- **La nature particulière** (cf. **page 27**).
- **L'anisotropie de la surface** (cf. **page 10**).
- **L'atmosphère** (cf. **page 21**).
- **La contribution de surface** (cf. **page 48**).
- **Le pic de spécularité** (cf. **page 11**).

D'autres hypothèses sont faites dans le modèle de Hapke :

- La diffusion multiple est considérée comme **lambertienne**.
- La surface est modélisée comme un ensemble de facettes **plus grandes que la longueur d'onde**.
- La distribution des pentes des facettes doit suivre une **loi gaussienne**.

Sur la figure **Fig. 5.7**, des contributions sont visibles dont certaines sont prises en compte dans le modèle de Hapke ; l'effet d'opposition est notable à proximité de l'ombre du mât, la brillance des traces de roues tassées et donc moins rugueuses montre un effet de spécularité et de diffusion vers l'avant. Enfin des réflexions multiples sont causées par les différentes lentilles de l'objectif. Ces 2 images, si elles sont calibrées entre elles, montrent que la surface est plus brillante en rétrodiffusion. Le manque de contraste dans la surface brillante pourrait aussi être attribué à une contribution de diffusion multiple.



Fig. 5.7. Images NavCam Spirit (sol 630-633) [Soderblom et al., 2006b].
L'image de gauche montre une vue en rétrodiffusion (moyenne des phases 5°)
L'image de droite une vue en direction du Soleil (moyenne des phases 149°)

d. Modèle de Douté et Schmitt [Douté and Schmitt, 1998]

Ce modèle fait suite au premier modèle de Hapke [Hapke, 1981]. Il permet la prise en compte d'une diffusion double anisotrope là où le modèle de Hapke considère une contribution diffuse. Ce progrès est important pour tous les terrains brillants. L'erreur relative ne semble pas dépasser 10% dans tous les cas de figure.

Ce modèle utilise aussi une simplification qui lui permet d'être plus facilement inversible et rapide-ment. Son expression a été obtenue dans le cas d'un milieu semi-infini mais aussi pour un ensemble de couches parallèles.

Son expression générale s'écrit sous la forme :

$$R(\mu, \phi, \mu_0, \phi_0) = \frac{1}{4\mu\mu_0} \left[S_{ms}^{(0)P_r} - [S_{ss}^{P_r} + S_{ds}^{(0)P_r}] + [S_{ss} + S_{ds}^{P_2^N}] \right]$$

μ_0, μ	<i>cosinus de l'angle d'incidence et d'émergence (cf. page 9)</i>
ϕ_0, ϕ	<i>azimut de l'angle d'incidence et d'émergence</i>
S_{ss}, S_{ds}, S_{ms}	<i>Proportion d'énergie réfléchi en diffusion simple (s), double (d) et multiple (m)</i>
P_2^N	<i>modélisation de la fonction de phase décomposée en série de Fourier</i>
$P_r(\alpha) = 1 + \cos(\alpha)$	<i>fonction de phase simplifiée (mais anisotrope) utilisée en diffusion multiple</i>

e. Modèle de Shkuratov [Shkuratov et al., 1999]

Basé comme les 2 précédents modèles sur la résolution de l'équation de transfert radiatif, ce modèle diffère par la prise en compte d'une fonction de phase prédite et non pas libre comme pour le modèle de Hapke ou le modèle de Douté [Poulet et al., 2002]. Il permet ainsi d'être valide même pour des particules plus petites que la longueur d'onde. Récemment, Piatek et al. [2004] a montré que les petites particules en agrégats se comportaient de la même manière que de grosses particules.

Il s'agit d'un modèle simple à une dimension, basé sur l'optique géométrique. Il ne décrit pas les variations de réflectance de données multiangulaires, et n'a donc pas d'intérêt pour notre étude qui recherche au contraire à les décrire.

Ce modèle ne fait pas d'hypothèse sur l'agencement des particules ni sur leur mélange et offre donc une alternative intéressante au modèle de Hapke. Il permet de retrouver les différentes proportions de matériaux d'une cible grenue ainsi que de calculer le spectre de l'albédo de diffusion simple de surfaces poudreuses.

Ce modèle contient 4 paramètres :

- n partie réelle de l'indice de réfraction,
- k partie imaginaire de l'indice de réfraction,
- S libre parcours optique moyen,
- q fraction volumique remplie par les particules.

Ce modèle est inversible et permet de retrouver les absorptions spectrales (k) à partir du spectre d'albédo et de la connaissance à priori de la partie réelle de l'indice de réfraction et de la porosité.

L'idée de base qui n'est pas propre à ce modèle est de transformer la diffusion au sein d'un système de particules par la diffusion au sein d'un système équivalent de couches plates. Cependant, la dépendance angulaire de la réflectance est alors ignorée, n'autorisant que des études à faibles angles de phase.

L'albédo A s'écrit ainsi :

$$A = \frac{1 + \rho_b^2 - \rho_f^2}{2\rho_b} - \sqrt{\left(\frac{1 + \rho_b^2 - \rho_f^2}{2\rho_b}\right)^2 - 1}$$

avec :

$$\rho_b = q \cdot r_b$$

$$\rho_f = q \cdot r_f + 1 - q$$

$$r_b = R_b + \frac{T_e T_i R_i \exp(-2\tau)}{2(1 - R_i \exp(-\tau))}$$

$$r_f = R_f + T_e T_i \exp(-\tau) + \frac{T_e T_i R_i \exp(-2\tau)}{2(1 - R_i \exp(-\tau))}$$

$$\tau = \frac{4\pi k S}{\lambda}$$

avec pour $1,4 \leq n \leq 1,7$

$$R_b \approx (0,28n - 0,20)R_e$$

$$R_e \approx r_o + 0.05$$

$$R_i \approx 1,04 - 1/n^2$$

$$R_f = R_e - R_b$$

$$T_e = 1 - R_e$$

I.5.5 Modèles hybrides

a. Décomposition d'une surface

Rien n'empêche la réflectance bidirectionnelle d'être la somme de surfaces différentes comme sur la figure Fig. 5.8.

Considérons 3 portions différentes :

- la surface à l'ombre A_{sh} (shadow) et sa réflectance r_{sh}
- la surface rocheuse A_b (boulder) et sa réflectance r_b
- la surface restante A_s et sa réflectance r_s

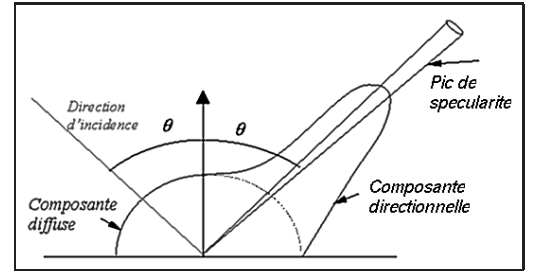


Fig. 5.8. Décomposition du lobe de diffusion (voir aussi Fig. 4.1.b)

La réflectance totale peut s'écrire [Shepard et al., 1993b] : $r = A_b * r_b + A_{sh} * r_{sh} + A_s * r_s$

A_s peut aussi s'approximer moyennant une hypothèse sur le rapport entre hauteur et largeur des roches au sol hwr . On peut pour cette dernière prendre pour valeur 1 si l'on suppose que le sol est jonché de pierres rondes ou anguleuses non enfouies sous de la poussière.

$$A_s = \exp[-\ln(1 - A_b)(1 + hwr \cdot \tan(i)) - \ln(1 - A_b)(1 + hwr \cdot \tan(e)) - \bigcirc(i, e, \varphi)]$$

b. Contribution directe de surface

De manière analogue au modèle de Phong, mais cette fois par une approche théorique, [Torrance and Sparrow, 1967] ont essayé de décomposer la réflectance entre partie diffuse r_d et spéculaire r_s .

$$r(i, e, g) = d * r_d + s * r_s \quad \text{avec} \quad d + s = 1$$

$$r_d = \frac{A_l \cdot \cos(i)}{\pi} \quad r_s = \frac{F(i) \cdot D(\alpha) \cdot G(i, e, g)}{4\pi \cos(e)}$$

$F(i)$ est le coefficient de Fresnel, (cf. page 25)
 $D(\alpha)$ est une distribution de facettes, (cf. page 32)
 $G(i, e, g)$ le facteur d'atténuation, (cf. page 35)

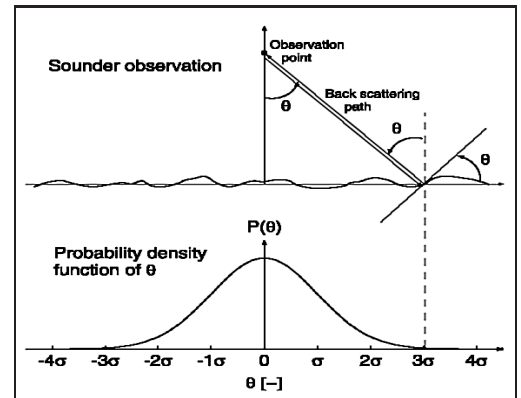


Fig. 5.9. Proportion spéculaire restante [Kobayashi and Ono, 2006].

Pour éviter les paramètres s et d , et surtout pour respecter la conservation de l'énergie nous écrivons :

$$r(i, e, g) = r_s + (1 - r_s) * r_d$$

La contribution de volume r_d peut utiliser tous les modèles décrits auparavant. Ici nous avons considéré une contribution lambertienne, mais il est tout aussi possible de prendre l'expression de Hapke (cf. **page 46**). La contribution de surface r_s ne présente pas de cosinus de l'incidence au numérateur, ni aucun facteur à part l'atténuation due aux ombres qui permettrait une diminution de la contribution de surface avec l'incidence. Au contraire le coefficient de Fresnel augmente très fortement avec l'incidence. A forte incidence, la contribution de surface atteint $\approx 20\%$ de la contribution de volume. Pour n'importe quelle condition, à cause du grand nombre de facettes dans un pixel, il en existe une proportion dans la direction spéculaire, mais d'autant plus faible que la condition moyenne en est éloignée (cf. **Fig. 5.9**).

La figure **Fig. 5.11** montre un terrain plutôt lisse pour trois positions du Soleil. Quand ce dernier est à l'horizon en face de l'observateur, les parties éclairées restantes sont brillantes. La contribution de surface est alors plus importante vis à vis de la contribution de volume. A cause de la contribution importante des ombres et de l'affaîssement de la partie diffuse, le terrain est cependant de plus en plus sombre. Plus le terrain est tassé, plus la rugosité est faible et plus la contribution de surface sera directionnelle et de forte amplitude. Les traces de roues vues dans ces conditions géométriques (cf. **Fig. 5.7**) montrent alors un bel exemple de diffusion vers l'avant.

c. Le Pic de spécularité

Le Pic de spécularité est un cas particulier de la contribution de surface lorsque la rugosité tend vers 0. Nous avons vu qu'une surface est d'apparence plus lisse à forte incidence (cf. **page 30**) et par ailleurs que les angles sont biaisés dès qu'une rugosité est présente (cf. **page 36**). Dans ces deux situations conjointes : incidence forte et rugosité réelle, il y a une augmentation de brillance, non pas aux conditions de réflexion ($i = e, \phi = 180^\circ$) mais à des angles légèrement plus élevés (cf. **Fig. 5.10**). Le mystère a demeuré longtemps jusqu'à ce que [Torrance and Sparrow, 1967] comprennent que la géométrie des facettes en était la cause.

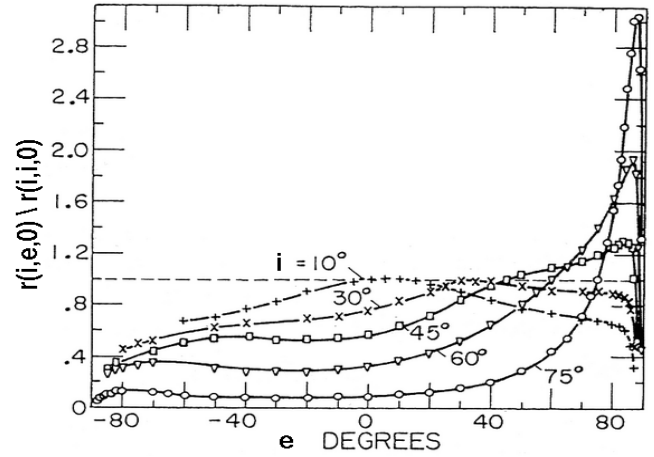


Fig. 5.10. Le pic de spécularité a lieu parfois à des angles d'émergence plus élevés.

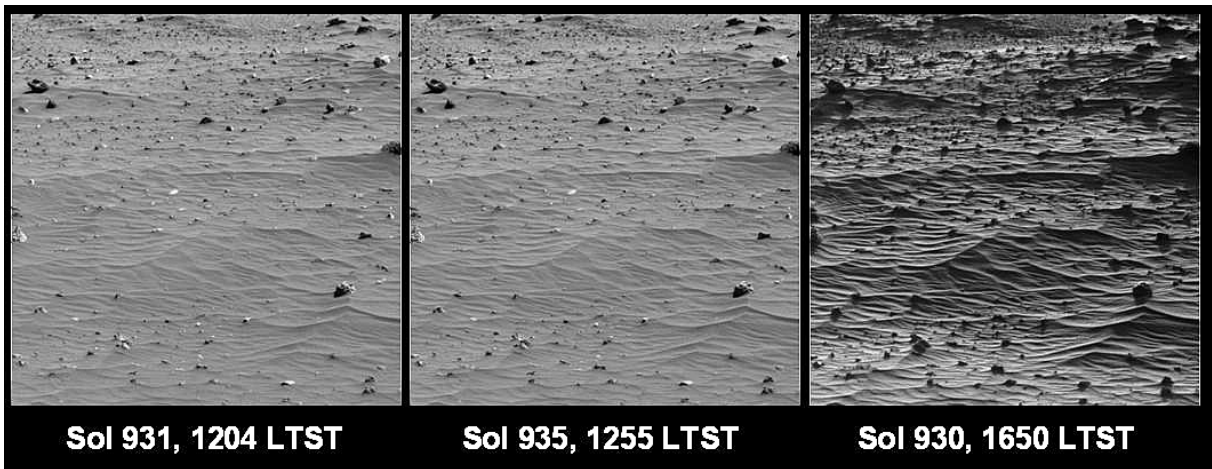


Fig. 5.11. Rides photographiées par Spirit(PanCam) à différentes heures de la journée : la dernière observation en diffusion vers l'avant possède une contribution spéculaire plus importante

Conclusion

Nous venons de terminer un panorama de phénomènes qui influencent les mesures photométriques. Les interactions entre lumière et matière nous ont amenés progressivement à définir le modèle de Hapke qui a l'avantage d'être "modulaire" et d'en prendre en compte un grand nombre. Nous avons aussi évoqué les différents milieux (dense ou dilué) et les différentes échelles (micro et macroscopique) auxquels nous devons nous confronter.

La modélisation théorique souffre aujourd'hui encore beaucoup de sa complexité analytique, de limitations dans son domaine d'application ou de phénomènes encore mal maîtrisés (effet d'opposition). La modélisation simultanée de la réflectance après traversée par la lumière de plusieurs milieux (par exemple surface+atmosphère) est encore partielle. Pour des surfaces granulaires, l'hypothèse d'un milieu constitué de plans homogènes peut être inadaptée si les particules sont plus petites que la longueur d'onde ou le milieu fortement anisotrope. Cette hypothèse cependant permet une grande simplification, ce qui rend les modèles plus utilisables et donc plus utiles.

Les travaux expérimentaux, en particulier réalisés à Toulouse, visent à documenter et comprendre le comportement photométrique de milieux granulaires sous des géométries d'observations contrôlées. Ces travaux expérimentaux servent de référence à l'interprétation des données photométriques orbitales, ce qui fait l'objet de cette thèse.

Nous allons maintenant aborder l'application de ces phénomènes à l'étude des propriétés des surfaces planétaires. Pour cela, la deuxième partie de ce mémoire présente une synthèse des études photométriques de la surface de Mars. Nous verrons ainsi que jusqu'à la mise en orbite de l'instrument HRSC, il n'y a pas eu de capteurs dédiés à la photométrie orbitale. Afin de comprendre le contexte dans lequel nous devons travailler lorsque nous effectuons des mesures photométriques orbitales de la surface de Mars, nous présentons ensuite les caractéristiques de ce milieu de propagation (atmosphère, types de surfaces, etc...). Enfin, nous décrivons l'instrument HRSC et les conditions dans lesquelles celui-ci peut acquérir des données photométriques orbitales multi-angulaires.

Chapitre II

Photométrie martienne : état de l'art et capteurs

1

Photométrie Martienne

II.1.1 Les missions martiennes

a. Les sondes orbitales

La planète Mars a été observée depuis longtemps. Mais comme pour toutes les planètes du système solaire, ce sont les missions spatiales qui ont apporté la majorité des connaissances que l'on a de cet objet. Depuis le milieu des années 60, de nombreuses missions ont été envoyées vers Mars que ce soit des sondes en orbite ou des stations et des rovers au sol (cf. **Tab. 1.1** pour les missions les plus récentes, de 1997 à aujourd'hui).

	Article de référence	Exemple de résultat
Mars Global Surveyor (MGS) [Albee et al., 2001]		
MOC	[Malin et al., 1992]	[Malin and Edgett, 2001]
TES	[Christensen et al., 1992, Silverman and Christensen, 2006]	[Christensen et al., 2001]
MOLA	[Zuber et al., 1992, Smith et al., 2001a]	[Neumann et al., 2003]
RadioScience	[Tayler et al., 1992]	
MAG/ER	[Acuña et al., 1992]	[Acuña et al., 2001]
Mars Odyssey (MO) [Saunders et al., 2004]		
THEMIS	[Christensen et al., 2004]	[Bell et al., 2006c]
GRS	[Boynton et al., 2004]	
MARIE	[Badhwar, 2004]	
Mars Express (Mex) [Wilson and Chicarro, 2004][Chicarro, 2006]		
HRSC	[Neukum and Jaumann, 2004]	[R.Jaumann et al., 2006]
OMEGA	[Bibring et al., 2004]	[Bibring et al., 2005]
PFS	[Formisano et al., 2004]	
MARSIS	[Picardi et al., 2004]	
ASPERA	[Barabash et al., 2004]	[Barabash and Lundin, 2006]
SPICAM	[Bertaux et al., 2004]	
MaRS	[Pätzold et al., 2004]	
Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) [Zurek and Smrekar, 2007]		
HIRISE	[McEwen et al., 2007]	[Morris et al., 2007]
CRISM	[Murchie et al., 2007]	[McCleese et al., 2007b]
CTX	[Malin et al., 2007b]	[Malin et al., 2007a]
MARCI	[Malin et al., 2001]	[McCleese et al., 2007a]
MCS	[McCleese et al., 2007b]	[McCleese et al., 2007a]
SHARAD	[Seu et al., 2004]	[Seu et al., 2007]
Mars Exploration Rover (MER) [Crisp et al., 2003, Arvidson et al., 2006b, Squyres et al., 2003]		
(Pan,Nav,Haz)Cam	[Bell et al., 2003]	[Bell et al., 2006b]
MiniTES	[Silverman and Christensen, 2006]	
MI	[Herkenhoff et al., 2003]	[Herkenhoff et al., 2006]
Mars Pathfinder (MP) [Golombek et al., 1999]		
IMP	[Smith et al., 1997]	
APXS	[Rieder et al., 1997]	
ASI/MET	[Schofield et al., 1997]	

Tab. 1.1. Instruments principaux et références

Un rapprochement entre la terre et Mars a lieu tous les 26 mois : période favorable à l'envoi de sondes d'exploration inhabitées. Celles-ci mettent alors environ 6 mois pour parvenir aux abords de la planète Mars. L'orbite de Mars étant excentrique, les distances d'opposition très favorables suivent un cycle principal d'environ 13 ans. La sonde Mars Express (MEx) a été lancée pendant la fenêtre de 2003, particulièrement favorable.

Les instruments qu'on retrouve à bord des sondes orbitales martiennes (cf. **Tab. 1.2**) comprennent des caméras, des spectromètres, des radars et des senseurs géophysiques. Aujourd'hui, les progrès dans la connaissance de Mars ont permis la mise au point et l'envoi d'instruments de plus en plus dédiés. à l'étude de l'atmosphère et de la surface (cartographie, composition minéralogique et élémentaire, propriétés thermiques,...). En cela nous avons dépassé le stade purement exploratoire et de reconnaissance.

Mission	Mariner 9	Viking	MGS	Mars Ody.	MEx	MRO
Lanceur	Atlas/Centaur	Titan III E	Delta II7925A	Delta II7925	Soyouz	Atlas V-401
Poids :Total/Instr.	974/63,1 kg	3527/72 kg	1062/75kg	725/44.5kg	1108/113kg	2180/139 kg
Energie/Antenne	500 W/1.44m	620 W/1.5m	600 W/1.5m	750W/1,1 m	650W/ 1.6m	2000 W/3m
Bandes(GHz)	S(2.3)	S(2.3),X(8.1)	X(8.4)	X(7.1)	X	X(8),Ka(32)
Imageur (NA-VIS)		VISA-A	MOC-NA	THEMIS-V	SRC	HIRISE
Imageur (WA-VIS)	+++	VISA-B	MOC-WA		HRSC	CTX
Imageur (IR)	IRR	IRTM		THEMIS-IR	PFS	MARCI
Ima.hyperSpec. Spectromètre	UVS+IRIS	MAWD	TES	GRS+HEND	OMEGA SPICAM	CRISM MCS
Senseur Radar				MARIE	Aspera-3	
Radio Science					MARSIS	
Relais UHF					MARs	
Altimètre						
Magnétomètre						
	+++		USO/RS (437MHz) MOLA Mag/ER	(437MHz)		SHARAD +++ (437MHz)

Tab. 1.2. Orbiteur et charge utile : L'énergie disponible est calculée pour la distance de Mars à la Terre. (NA-VIS) : Narrow angle visible camera, (WA-VIS) : Wide angle visible camera, IR : InfraRed

Parmi les caméras embarquées on peut distinguer : les caméras à large champ et celles à haute résolution. Les 2 types sont complémentaires (ex : MOC WA et MOC NA, HRSC et SRC). La photométrie est favorisée par les caméras à champ large comme MOC-WA, HRSC et CTX parce que les images peuvent être répétées sur une même région. La figure **Fig. 3.2** à la **page 81** récapitule la résolution et la sensibilité des caméras. Une idée du champ visuel de chaque caméra est donnée par la couverture cartographique sur le tableau. 1.3. Les sondes martiennes partagent avec les sondes terrestres la recherche de très haute résolution avec aujourd'hui l'envoi sur place d'instruments très précis dans leurs pointages. Actuellement, les images les plus fines proviennent de la caméra martienne **HiRISE** (cf. **Tab. 1.1**).

Si les premières caméras étaient analogiques, les caméras des orbiteurs actuels possèdent toutes des capteurs CCD (cf. **page 82**). Leur mode d'acquisition le plus fréquent étant le mode dit *push-broom* (cf. **Fig. 1.1**) où le détecteur composé d'une ligne de pixels est utilisé à la façon d'un scanner pour acquérir progressivement une image au cours du défilement orbital de la sonde.

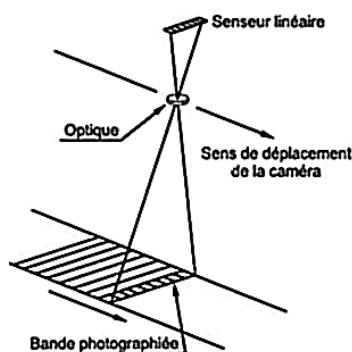


Fig. 1.1. Mode "Push-Broom"

Les avantages de ce mode sont nombreux :

- **Un capteur linéaire** (comprenant une seule ligne de pixel) est suffisant pour acquérir une image, le capteur étant placé perpendiculairement à la trace au sol (sens de défilement) de la sonde.
- **Des images multiangulaires et multispectrales** peuvent être acquises avec le même système optique, sur un même plan focal, sans réduire l'énergie reçue, gage d'un bon rapport signal sur bruit.
- **L'électronique est plus simple**, le temps de lecture du détecteur beaucoup plus rapide...

L'inconvénient du mode *push-broom* est la non simultanéité des observations et les déformations géométriques dues aux mouvements du satellite, mais ces derniers sont habituellement très bien corrigés. Ainsi, pour l'imagerie, les caméras martiennes possèdent pour la plupart des capteurs linéaires et fonctionnent la plupart du temps en mode *push-broom*. C'est le cas de la caméra HRSC.

Mission	Instrument	Nb. of images	DN (bit)	Image size	Coverage % (m/pixel)	Spectral Range (μm)
Mariner 4 (flyby) 1965	Vidicon	22	6 bit	200 S 200 L	1%	r g
Mariner 6+7 (flyby) 1969	Vidicon-WA	200	6 bit	945 S 704 L	10%	r,g b,y
Mariner 9 1971-1972	Vidicon-WA Vidicon-NA	$7 * 10^3$	9 bit	832 S 700 L	2% (300m/pixel) 100% (2000m/pixel)	clear
Viking (orbiter) 1976-1980	VIS A VIS B	$50 * 10^3$	7 bit	1,182 S 1,056 L	0.3% (20m/pixel) 28% (100m/pixel) 100% (200m/pixel)	0.35- 0.7
MGS (orbiter) Since 1997	MOC NA	$86 * 10^3$	8 bit	2,048 S	3% (≈ 2)	0.5 - 0.9
	MOC WA (r)	$94 * 10^3$	8 bit	3,456 S	100% (225m/pixel)	0.57 - 0.62
	MOC WA (b)	$32 * 10^3$	8 bit	3,456 S	100% (225m/pixel)	0.40 - 0.45
Mars Odyssey	THEMIS	$50 * 10^3$	8 bit	1,024 S	19% (20m/pixel) 35% (50m/pixel)	0.42 - 0.86
	THEMIS IR	10^5	8 bit	320 S	95%	6.78 - 14.88
Mex Since 2004	HRSC	$13 * 10^3$	8 bit	5,184 S	25% (20m/pixel) 49% (50m/pixel)	0.39 - 1.01
	SRC	$5 * 10^3$	14bit	1024	1% (2-5m/pixel)	0.47 - 0.72
MRO Since 2006	HiRISE		12-13bit	r : 20 264S others : 4,048 S	1% (1.2m/pixel) 0.1% (0.3m/pixel)	0.4 - 1.0
	CTX			5,064 S	15% (6m/pixel)	0.5 - 0.8
	MARCI		12 bit	1,024	100% (10m/pixel)	0.22 - 0.77

Tab. 1.3. Historique de toutes les images acquises

Les moyens actuels permettent d'obtenir une image où à chaque pixel est associé un spectre (domaine UV-VIS-NIR-IR) grâce à l'utilisation de filtres ou d'un dispositif dispersif de la lumière (cf. **Fig. 1.2**). Avec l'augmentation de la résolution spectrale et spatiale, ce type de données est très volumineux. HRSC est plutôt un capteur multi spectral ou tout simplement couleur car il ne possède que 4 filtres couleur différents en regard de OMEGA et CRISM qui possèdent respectivement 352 et 560 canaux.

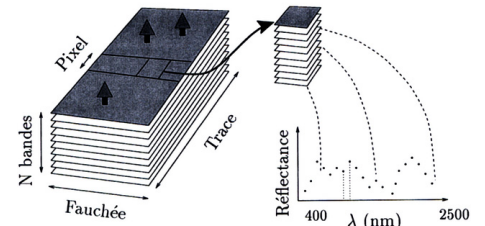


Fig. 1.2. Imagerie hyperspectrale : les images sont acquises simultanément pour plusieurs canaux spectraux

Aujourd'hui, les "images infrarouges proches" ont des résolutions comparables à celles du visible. Dans le cas des observations martiennes, elle sont issues des instruments THEMIS et maintenant CRISM. Ces instruments ont besoin d'être refroidis, mais cela suppose en plus d'une plus grande complexité technique, une faible durée d'activité de l'instrument parce que le liquide de refroidissement finit par s'évaporer. Le choix pour les sondes martiennes a été une perte de précision au prix d'une plus grande robustesse. Ainsi par exemple, THEMIS donne surtout une répartition relative de l'émission infrarouge alors que TES, très peu résolu, donne une mesure absolue. Les 2 instruments sont complémentaires.

Les données infrarouges donnent des informations sur les propriétés physiques de la surface.

Les images infrarouges dévoilent des régions très différentes. Elles sont sensibles aux rayonnements émis (cf. **page 25**) et donc à des différences de température. Une image de jour montre la topographie et les unités qui ont absorbé le plus d'énergie, les versants orientés vers le Soleil étant plus chauffés que les autres. La nuit, le paysage infrarouge a une autre allure, nous sommes alors sensibles à l'inertie thermique, c'est-à-dire à une différence de vitesse de refroidissement. Il conserve plus de chaleur et la restitue plus lentement que ne le ferait une poudre de même composition. Cette inertie thermique est contrôlée par la taille des grains, la porosité et le degré d'induration. C'est un excellent révélateur d'affleurement rocheux immédiatement sous jacent et de la proportion de roche présente à la surface [Nowicki and Christensen, 2007].

Nous pouvons ainsi être plus sensibles à la présence de grosses particules qu'à des affleurements rocheux [Christensen, 1986], [Hynek and Singer, 2007].

Jusqu'à présent, en dépit des nombreuses observations réalisées en imagerie, aucun instrument orbital n'a véritablement été dédié à une étude photométrique de la surface martienne. HRSC représente une toute première possibilité, suivie de l'instrument CRISM.

b. Les atterrisseurs

Cinq atterrissages ont réussi sur Mars (cf. **Tab. 1.4**), tous à basse latitude, sauf Viking 2 à 48°N, et tous en terrain plat pour diminuer les risques d'échec. La phase d'atterrissage a été menée grâce à des rétrofusées ou des ballons. Certains de ces atterrisseurs étaient mobiles : rover Sojourner (Pathfinder), Spirit (MER-A), Opportunity (MER-B).

Mission	Long. (°E)	Long. (°W)	Lat. (°N)	Quadrant MOC-WA	Région	Context	Période
Mars2	48.8	313.2	-44.2	MC-27	Hellespontus Montes	Terrain cratérisé	1971(échec)
Mars3	202	158	-45	MC-24	Terra Sirenum	Terrain cratérisé	1971(échec)
Mars6	335	25	-24	MC-19	Margaritifer Terra	Terrain cratérisé	1974(échec)
V11	312	47.97	22.48	MC-10	Chryse Planitia	plaine volcanique	1976-1980
V12	134.26	225.74	47.97	MC-7	Utopia Planitia	éjecta	1976-1983
Pth	327	33	19	MC-11	Ares Vallis	Vallée de débacle	1997
MPL			<75	MC-1	Northern Plains	Dépôts stratifiés	1999(échec)
MER-A	175.47	184.53	-14.57	MC-23	Gusev Crater	Fond de cratère	2004-...
MER-B	354.47	5.53	-1.95	MC-19	Meridiani Planum	Sédimentaire	2004-...
Phoenix	≈233	≈127	≈68	MC-1	Northern Plains	permafrost	2008

Tab. 1.4. Lieu d'atterrissage : Long. (Longitude) Lat. (Latitude) Quadrant (cf. **page 173**)

Les observations au sol, notamment lors des parcours des rovers, donnent une meilleure compréhension des propriétés (nature, physique) de la surface et de l'environnement martien. Ces données sont capitales pour documenter à différentes échelles spatiales l'aspect de surface et être confrontées aux données orbitales de HRSC.

A l'heure actuelle, deux rovers de la mission réalisent des observations de la surface martienne. Chacun dispose de 7 caméras CCD [Crisp et al., 2003], chacune d'elles comprenant des capteurs CCD (1024 * 1024). Celles qui nous intéressent particulièrement sont :

- **Les 2 caméras panoramiques (PanCam)** (cf. **Fig. 1.3**), caméras les plus perfectionnées de longue focale, équipées de 13 filtres (domaine allant de 400 à 1000 nm). Outre les images de la surface, elles acquièrent quotidiennement une image du Soleil pour mesurer l'opacité et aussi la cible étalon de couleur et de contraste installée sur le dos du rover (cf. **Fig. 1.4**, **Fig. 1.3**).

• **Les 2 caméras de navigation (NavCam)**, sans filtre, sont utilisées pour le repérage et la sélection des cibles étudiées ensuite par les PanCam. Les NavCam acquièrent aussi à chaque déplacement du rover un panorama sur 360° .

• **L'imageur microscopique (MI)** placé au bout du bras et muni d'un protège poussière servant parfois de filtre, permet d'acquérir les images de résolution millimétrique. Un pixel couvre $50\mu m$, mais résoudre une poudre demande plusieurs pixels, qui amène la limite inférieure de taille aux alentours de $200\mu m$.

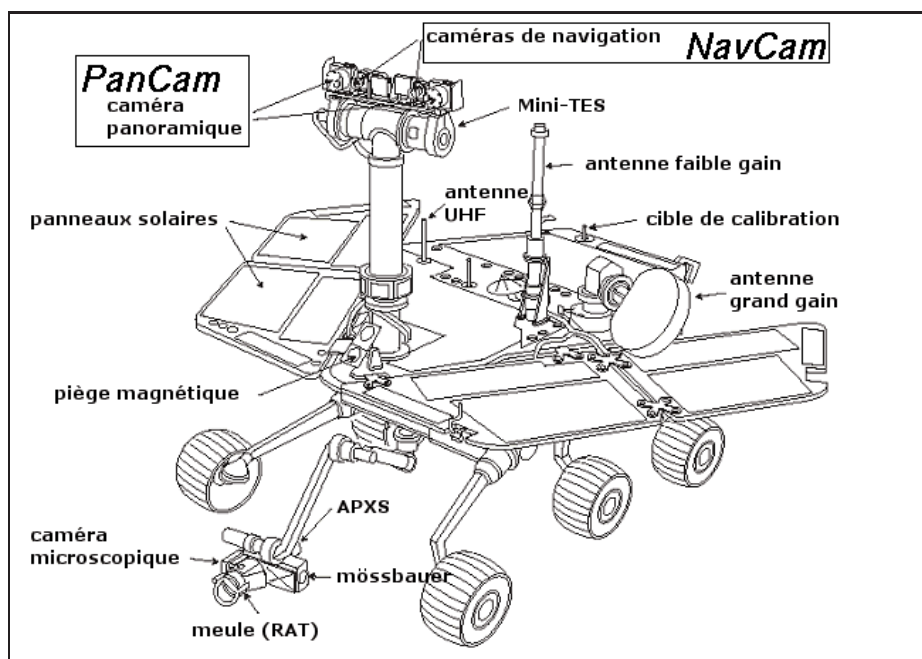


Fig. 1.3. Charge utile des rovers MER (PanCam FOV $16^\circ \times 16^\circ$, NavCam FOV $45^\circ \times 45^\circ$)

Cette panoplie d'instruments permet de véritablement documenter les propriétés liées à l'état de la surface martienne, en couvrant les échelles allant des grains, aux sols, aux roches, aux affleurements et aux paysages.

Chaque rover est équipé d'une cible de référence dans le champ de vue de PanCam. Cette dernière est constituée de 4 étalons de couleurs, de 3 cercles d'intensités différentes, et d'une barre verticale. Cette cible a été calibrée au sein de notre laboratoire UMR 5562 DTP 'Dynamique terrestre et planétaire'.



Fig. 1.4. Cible de référence

La cible est régulièrement imagée pour corriger radiométriquement les images PanCam et construire les images couleur [Kinch et al., 2007]. Elle procure, couplée avec des observations du Soleil, une mesure de l'opacité atmosphérique et, couplée avec une mesure de l'énergie disponible, elle met en évidence des redistributions de poussière sur le rover. Elle permet aussi une mesure de la proportion d'énergie lumineuse diffuse (cf. **page 14**) en mesurant l'intensité des zones à l'ombre comparée à la zone éclairée. Ce rapport moyenné pour les trois cercles de brillance différents et pour tous les filtres permet un affinage des modèles futurs.

Bien que mobiles, les 2 rovers ont réalisé à plusieurs reprises des observations photométriques (multiangulaires) d'une même scène au gré des arrêts comme lors du blocage d'Opportunity dans les dunes 'Purgatory' ou du stationnement de Spirit durant la saison froide. En tout, 16 ensembles de données ont été obtenus pour Opportunity, 8 pour Spirit au cours de leurs 400 premiers sols de mission ([Johnson et al., 2006a,b]).

II.1.2 Photométrie martienne : études antérieures

a. Observations et résultats depuis la Terre

La photométrie martienne a débuté par des observations depuis la Terre avec comme premiers "détecteurs" des plaques photographiques.

Outre les problèmes liés à l'atmosphère terrestre réduisant la résolution spatiale d'une centaine à quelques centaines de kilomètres à la surface de Mars, ces observations sont limitées par le fait que :

- Elles ne sont possibles qu'en périodes de rapprochement planétaire tous les 26 mois.
- Elles sont limitées aux faibles phases ($< 45^\circ$).

Même observée depuis l'espace par le télescope spatial Hubble grâce à sa caméra WFPC2 la résolution atteinte à la surface de Mars est de la dizaine de kilomètres [Bell et al., 1999] lors des oppositions (cf. page 73).

Mars est une planète photométriquement variée. La réflectance augmente avec la longueur d'onde donnant sa couleur rouge caractéristique. L'albédo dans le visible en bande large s'étend entre 0.08 pour les régions les plus sombres (Syrtis Major) jusqu'à 0.30 pour Terra Arabia [De Vaucouleurs, 1967]. Les calottes polaires ont un albédo proche de 1. A 673nm, l'albédo de diffusion simple varie de 0.55 pour Syrtis major à 0.84 pour Amazonis Planitia [Soderblom et al., 2006a]. Généralement, à fort albédo la surface se comporte de façon plus diffuse. Dans tout le visible, les terrains sombres restent plus sombres que les autres régions à l'exception du bleu où la différence d'intensité s'estompe vers le limbe [Erard, 2001].

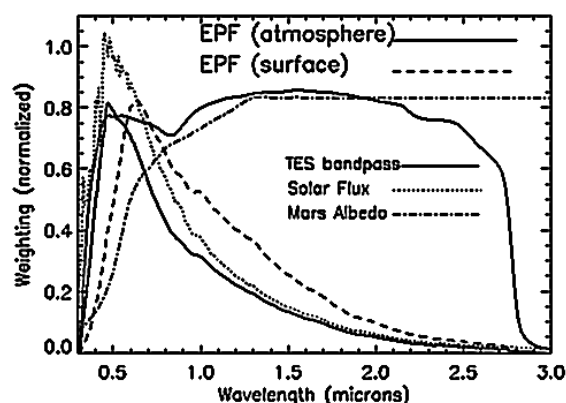


Fig. 1.5. Contribution spectrale surface / atmosphère : exemple pour l'instrument TES

Aux fortes émergences, les rayons lumineux traversent l'atmosphère sur un trajet plus long, augmentant ainsi la part de l'atmosphère dans le signal reçu. L'atmosphère martienne est une gêne aux courtes longueurs d'onde où justement, la surface réfléchit moins d'énergie (cf. Fig. 1.5). Par ailleurs, la fonction photométrique apparaît plus diverse à mesure que la longueur d'onde augmente ce qui suggère une moins grande contribution de la diffusion multiple causée par l'atmosphère [Combes et al., 1991, Drossart et al., 1991, Clancy et al., 2003].

L'indice de Minnaert (k), appelé aussi 'limb darkening' (cf. page 43) a été estimé dans le visible-proche IR dès les années 90 à l'observatoire du Pic du Midi [de Grenier and Pinet, 1995]. Il s'étend de 0.35 à 1, la moyenne étant de 0.75, la dispersion étant plus grande pour les terrains brillants [Pinet and Rosenberg, 2001]. Récemment à une longueur d'onde plus grande de 1200 nm (instrument PFS de Mars-Express) Esposito et al. [2007] ont retrouvé ces tendances et montré aussi que l'albédo normal est plus faible que l'albédo de Lambert. En effet un indice de Minnaert $k < 1$ (cf. page 43) traduit que le facteur de réflectance augmente avec les angles d'incidence et d'émergence. Tout albédo mesuré sur des terrains avec des angles non nuls, et qui modélise la surface comme lambertienne est donc surestimé. C'est un corollaire du résultat précédent ($k < 1$) et qui traduit que l'albédo de Lambert surestime la réflectance s'il est calculé pour des angles d'incidence et d'émergence non nuls. Le paramètre k augmente aussi généralement avec l'albédo et la longueur d'onde (cf. page 44). L'interprétation de ce paramètre reste difficile et ambiguë mais les hautes valeurs de k dans la littérature sont généralement associées aux terrains à grains fins, et l'inverse pour les plus faibles valeurs [Esposito et al., 2007]. Pour le paramètre d'asymétrie (cf. page 19), Soderblom et al. [2006a] ont présenté récemment des valeurs entre 0.25 et 0.58, mais la faible couverture en phase ($< 40^\circ$) rend ce paramètre peu contraint.

Dernièrement, Soderblom et al. [2006a], à partir des données du télescope spatial Hubble ont essayé de comprendre quel modèle photométrique correspond le mieux à la planète Mars. Les résultats montrent que :

- **Le modèle de lunar-Lambert** est le plus adéquate pour des phases comprises entre 2 et 40°.
- **Le modèle HG-lunar Lambert** et celui de Hapke décrivent cependant mieux la surface à haute résolution qu'à basse résolution.
- **Une meilleure corrélation avec une classification basée sur l'albédo bolométrique** déterminée à partir des données MGS/TES. est paradoxalement moins bonne à partir des albedos bolométriques provenant des données Viking IRTM. Cette différence est expliquée par les changements d'apparence durant les trente années séparant ces 2 mesures [Geissler, 2005].

b. Observations orbitales

Les premières observations de la surface martienne à l'échelle du kilomètre ont été faites à partir des survols Mariner 6 et 7. La qualité photométrique des données peut paraître désastreuse aujourd'hui, mais constituait une prouesse pour l'époque. Les premiers ensembles de données importants ont été obtenus après la première mise en orbite martienne réussie par Mariner 9 le 14 Novembre 1971, (qui a été par la même occasion, la première mise en orbite autour d'une autre planète que la Terre). C'est Viking qui cartographiera entièrement la surface et donnera à l'étude photométrique orbitale ses premières lettres de noblesse.

Malgré la faible qualité des caméras Vidicon équipant ces sondes, plusieurs auteurs ont pu extraire les grandes lignes de la photométrie martienne.

- **Thorpe [1977]** a découvert que **l'effet d'opposition est omniprésent**, plus marqué et de largeur angulaire plus faible pour les terrains brillants.
- **Arvidson et al. [1989]** ont vérifié que les données orbitales sont homogènes avec celles obtenues par les atterrisseurs Viking à **forte phase**, donc après une traversée plus longue des rayons lumineux à travers l'atmosphère.
- **Geissler [1992]** a utilisé une plus grande couverture spatiale et a trouvé que la surface présente une diffusion vers l'avant pour les terrains sombres, et au contraire, cas le plus fréquent, un **comportement légèrement rétro-diffusant** pour les surfaces rouges et brillantes.

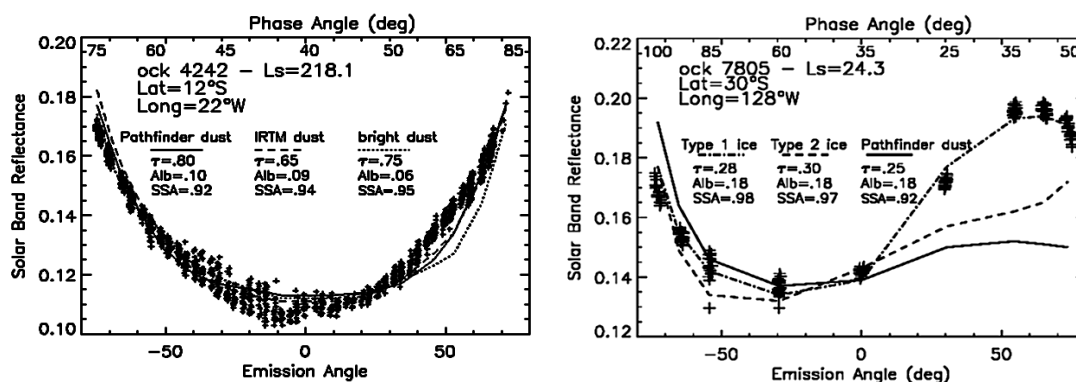
Pour être déterminés, les comportements photométriques d'une surface demandent un ensemble suffisant d'observations sous des géométries variées dans un laps de temps relativement court et de préférence durant une période d'atmosphère relativement transparente, schématiquement entre la période de condensation de nuages de glace et celle des tempêtes de poussière ($Ls = [0; 180^\circ]$).

L'association de données provenant de caméras différentes n'est pas facile à cause de leurs sensibilités spectrales différentes. Les paramètres photométriques varient avec la fréquence du rayonnement. C'est le cas de l'albédo de diffusion simple qui augmente avec la longueur d'onde, mais ceci est valable aussi pour la forme du lobe de diffusion. Le rayonnement ne pénètre pas à la même profondeur (cf. **page 25**) et Mars est visiblement recouvert, au moins par endroits, d'une très fine pellicule dont les propriétés sont apparemment très différentes de celles des couches immédiatement sous-jacentes.

Les sondes MGS, MO et MRO en orbite héliosynchrone ne sont pas optimisées pour des études photométriques. Ces sondes ont été conçues pour la cartographie et un suivi de l'atmosphère. Elles donnent des observations dans les mêmes conditions angulaires à faibles angles utiles pour des produits cartographiques. Ces géométries ne permettent donc pas d'obtenir des fonctions de phases étendues. De plus, les acquisitions étant optimisées d'abord pour avoir un fort contraste et couvrir le maximum de surface, la calibration est moins précise. Les domaines de ces caméras à grande focale sont la géomorphologie, la validation de sites d'atterrissage... Aucune étude photométrique orbitale régionale n'a encore été publiée de même qu'aucun découplage atmosphère-surface, ceci en raison du faible nombre de données qui se recoupent au même endroit, et/ou d'une diversité géométrique trop réduite.

Des observations photométriques ont cependant été acquises lors de pointages de suivi de cible appelés : 'Emission Phase Function'(EPF) (cf. **Fig. 1.6**) principalement avec l'instrument TES de la sonde

MGS. Dans ce mode, la caméra conserve son pointage sur une cible pendant que le satellite poursuit sa course [Clancy et al., 2003, Christensen et al., 2001]. Nous obtenons ainsi une séquence d'observations dotée d'une large panoplie d'angles d'émergence acquise en quelques minutes. Cependant ces observations sont plutôt dédiées à l'étude des aérosols et des molécules d'eau présentes dans la colonne atmosphérique [Vincendon et al., 2007a,b]. Des modèles ont été développés pour séparer la contribution atmosphérique de la contribution de surface. Cependant, ils nécessitent de nombreuses mesures de réflectance [Rahman et al., 1993] ou un large domaine spectral [Smith et al., 2000].



1.6.a Poussière prédominante

1.6.b Particules de glace prédominantes

Fig. 1.6. Fonctions de phase de l'atmosphère [Clancy et al., 2003] obtenues à partir d'un pointage fixé sur un point de la surface (EPF)

Depuis 2004, la sonde Mars Express avec son orbite fortement elliptique et sa caméra à large champ HRSC (High Resolution Stereo Camera) est bien adaptée à la photométrie. Elle a permis des jeux d'observations multiangulaires pour de nombreuses régions à la surface de Mars. Le fonctionnement et le mode d'acquisition des images de cette caméra sont présentées en détail (cf. **page 81**).

Avec le spectromètre de Fourier PSF, [Esposito et al., 2007] a modélisé la plupart des terrains de basse latitude en utilisant le modèle de Minnaert (cf. **page 43**) et celui de Lambert (cf. **page 41**). Cette cartographie du paramètre k et de l'albédo normal à $1.5\mu\text{m}$ et $2.5\mu\text{m}$ est cohérente pour des phases allant jusqu'à 40° . Des solutions multiples sont rencontrées à plus fortes phases.

Par cette étude, les résultats produits des données MGS/TES ont été confirmés de façon générale, à l'exception de petites zones. La distribution de poussière dans l'atmosphère ou à la surface pourrait être la cause de ces différences. Esposito et al. [2007] notent aussi que l'albédo à $2.5\mu\text{m}$ est 0.6% plus faible de façon uniforme sur toute la surface. Ce qui traduit que la planète s'est assombrie au moins pour ces longueurs d'onde au cours de ces dernières années.

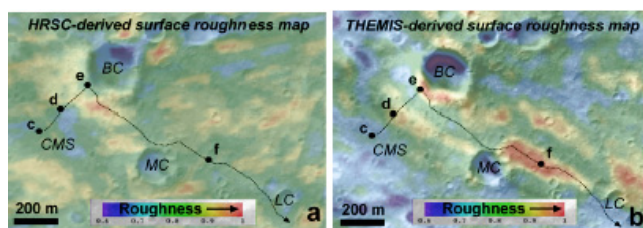


Fig. 1.7. Rugosité obtenue par la méthode des ombres pour 2 images HRSC et THEMIS.

Fond MOC, trait noir : itinéraire de Spirit
CMS (Columbia Memorial Station) BC (Bonneville crater), MC (Missoula crater), LC (Lahontan crater) [Mushkin and Gillespie, 2006]

La rugosité relative de la surface sur les premiers kilomètres parcourus par Spirit a été déterminée à partir des données HRSC et THEMIS. Une variation de brillance entre 2 types d'images est imputée à une variation d'ombre (cf. **page 35**). Les images sont celles des caméras HRSC et THEMIS, la première provenant de l'orbite 24 à 30m de résolution, la seconde à 18m mais à partir de 2 images décalées de 19 mois. Cette méthode montre la faible rugosité du fond du cratère Bonneville, rempli de sable.

c. Atterrisseurs Viking

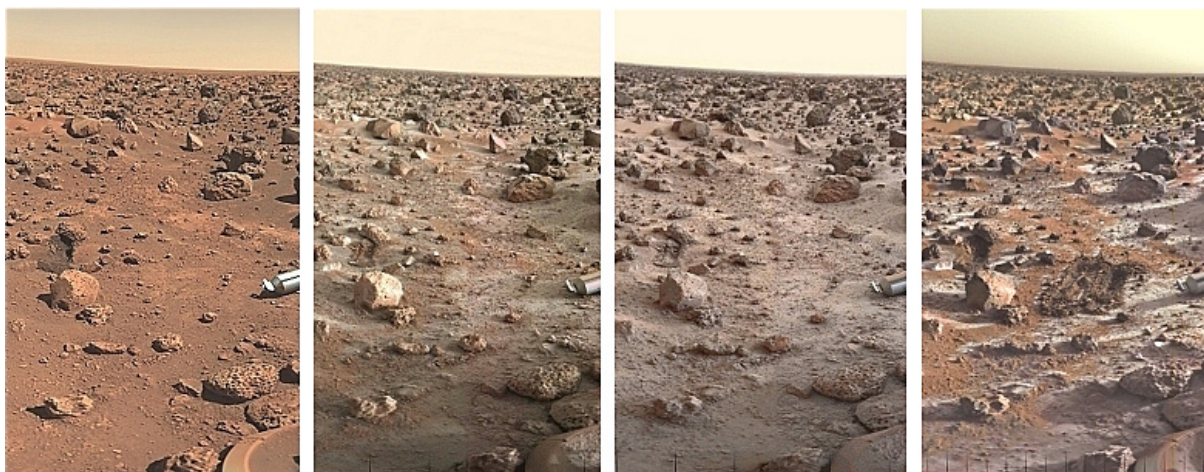


Fig. 1.8. Givre à la surface (V12)

Les 'landers' Viking 1 et 2, premières missions à avoir atterri saines et sauvées sur la surface martienne, étaient alimentées par des générateurs thermoélectriques à radioisotopes (RTG) [Corliss, 1974]. Malgré une tempête globale en 1977 et des températures très basses, ces sondes ont eu des durées de vie de 4 ans pour Viking Lander 2 et 6 ans pour Viking Lander 1, dont le fonctionnement a été arrêté faute de moyens financiers.

Bien qu'un faible nombre d'images ait été pris en comparaison des missions actuelles, cet intervalle de temps a permis d'effectuer des observations photométriques [Arvidson et al., 1989] et surtout d'observer des variations d'intensité à la surface au cours de 2 ou 3 années martiennes [Guinness et al., 1982, Arvidson et al., 1983]. De tous petits éboulements ont été observés, ainsi qu'un très fin dépôt de poussières après la tempête. Le plus spectaculaire est le vernis de givre à la surface durant l'hiver observé par Viking Lander 2, situé à 48° de Latitude Nord.

Concernant les propriétés photométriques, Guinness [1981] a montré que l'effet d'opposition est tout aussi proéminent à forte résolution à l'instar des observations orbitales et confirme de même, le comportement rétrodiffusant surtout pour les unités brillantes. Il montre aussi [Guinness et al., 1987, 1997] que la poussière est responsable de la couleur de la surface. Ce dépôt de poussière augmentent habituellement l'albédo, ainsi que la teinte rouge de la surface, sauf si l'albédo initial est élevé [McCord et al., 2007]. Les observations MOC montreront cependant que cette tendance n'est pas systématique [Edgett, 2002] : un terrain brillant n'est pas forcément poussiéreux et vice versa. Arvidson et al. [1989], de façon plus quantitative ont recherché des paramètres photométriques. Le paramètre de rugosité $\bar{\theta}$ (cf. **page 30**) est trouvé aux alentours de 5°, ce qui correspond à une faible valeur. Le paramètre h (cf. **page 38**) : la demi largeur du pic d'opposition est estimée entre 0.13 et 0.17, ce qui correspond plus aux valeurs aujourd'hui acceptées [Bell et al., 2002, Yokota et al., 2006].

d. Mars Pathfinder : station et rover Sojourner

La mission très courte d'une trentaine de jours et quelques 1500 images recueillies ont été suffisantes pour entreprendre une étude de la topographie du site [Lampen et al., 2000] et une étude photométrique *in situ* [Johnson et al., 1999]. Les images obtenues par le lander couvrent des phases entre 0° et 155°. La position fixe a permis cette couverture par l'acquisition répétée de cibles précises à différents moments de la journée.

Trois classes photométriques de comportements différents ont été distinguées : les roches grises, les roches rouges et les sols (partie meuble). Les roches grises sont plutôt diffusantes vers l'avant ; les 2 autres classes, interprétées comme recouvertes de poussières, sont très rétrodiffusantes. La faible variabilité photométrique au sein des sols est un indice du rôle de la poussière effaçant les différences de taille et de répartition des particules. Les endroits perturbés mécaniquement, (traces de roues, tranchées, airbags...) montrent au contraire de grandes variabilités, notamment avec des $\bar{\theta}$ dispersés [Johnson et al., 1999].

Les roches grises ont été estimées plus lisses que les roches rouges, alors qu'un dépôt de poussière devrait avoir l'effet inverse. En effet, les roches rouges sont plus poreuses et rugueuses et composées de particules irrégulières possédant de nombreuses impuretés internes, contrairement à l'hypothèse que les roches rouges soient des roches grises recouvertes de poussière. Peut être est-ce un processus d'induration qui rend les roches rouges plus rugueuses. Les sols, en revanche, semblent cohérents avec cette hypothèse : les sols sombres présentent une rugosité plus importante que les sols brillants, ce qui va dans le sens d'une différence de dépôts de poussières brillantes. Les fortes rugosités observées peuvent avoir été créées par dépôt éolien, mécanisme générant des dépôts de faible densité.

Le phénomène d'opposition a aussi été estimé lors d'acquisitions à faibles phase. L'amplitude de l'effet d'opposition (B_0) est fort (proche de 1) et décroît avec la longueur d'onde, ce qui suggère l'existence de particules opaques, possédant une diffusion de surface devenant plus transparente dans le rouge. La largeur du pic d'opposition : h , augmente des roches grises ($h = 0.05$) jusqu'au sol ($h = 0.1$). Ce paramètre dépasse rarement le dixième dans toutes les études.

e. Mars Exploration Rover : Spirit

De façon générale, le long de son parcours, Spirit a rencontré moins de roche qu'il n'y en avait sur le site de Pathfinder. On y retrouve néanmoins les mêmes classes : roches grises, roches rouges et sols meubles. De plus, la surface est parsemée de zones appelées "Hollows" plus claires et assez lisses entourées d'une ceinture de débris relativement plus grands que la moyenne [Golombek et al., 2006]. Elles correspondent à des restes de cratères érodés. Une distribution de grains bimodale est fréquemment rencontrée avec une plus grande concentration de grains de **1.2mm** de diamètre arrondis (cf. Fig. 1.9), indice d'un transport par le vent ainsi qu'un second groupe de taille environ 10 fois inférieure [Cabrol et al., 2007].

L'albédo bolométrique est relativement fort, autour de 0.25 ± 0.05 , du même ordre de grandeur que l'atterrisseur Viking 1 (0.26 ± 0.05) et plus brillant que "Memorial Station" le site de Pathfinder (0.22 ± 0.01) [Bell et al., 2004a]. Jusqu'à présent les images orbitales MOC ont légèrement sous-estimé cette réflectance, et au sol des réflectances plus variées ont été obtenues provenant au moins en partie du gain en résolution.

A l'échelle du rover, les régions sombres visibles de l'espace ont un albédo de 0.19 et les régions brillantes de 0.26. Les observations de l'imageur microscopique ont aussi permis de comprendre la différence entre terrains sombres et brillants. Les terrains sombres présentent une proportion moindre de poussières apparentes [Greeley et al., 2005a]. Un maximum de 0.46 a été mesuré pour les traces de sels (magnésium et sulfate) [Wang et al., 2007] mises à jour, soit volontairement après le creusement d'une tranchée par les roues, soit involontairement quand Spirit a eu une roue bloquée, révélant ainsi sur son passage des observations précieuses. L'unité la plus sombre (albédo = 0.13) visitée par Spirit au Sol 708 est un champ de dunes au flanc de Husband Hill [Sullivan et al., 2006]. Toutes les autres dunes rencontrées par ailleurs sont brillantes. Ce type de formation n'est pas le seul dans la région, d'autres zones semblables ont été observées au sein de ces mêmes collines mais sur d'autres flancs d'orientation Sud. Elle n'ont toutefois pas été approchées par le rover.

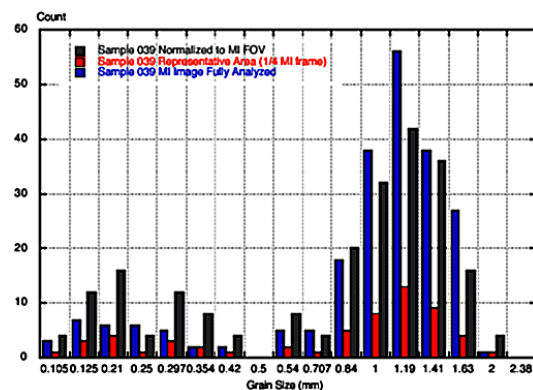


Fig. 1.9. Distribution en taille des particules à la surface : MI sol : 39bleu/rouge/gris : surface totale /25% du centre/normalisé

Au cours de son trajet, (cf. Fig. 1.10) des panoramas obtenus avec la caméra NavCam ont permis, station par station une mesure moyenne de l'albédo bolométrique en ne prenant toutefois pas en compte le rapport de surface avec l'éloignement. Les valeurs obtenues montrent que la plaine traversée n'est pas homogène et que Spirit depuis sa redescende du sommet de Husband Hill a rencontré des terrains plus sombres [Rice et al., 2007] (cf. Fig. 1.10).

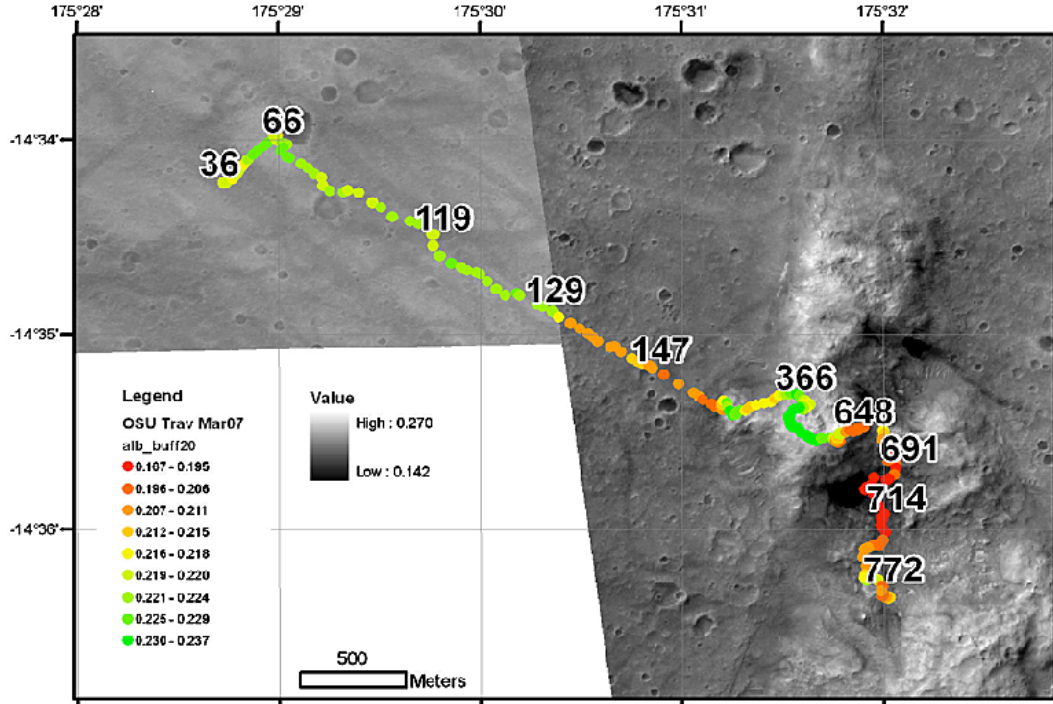


Fig. 1.10. Albédo bolométrique moyen rencontré en cours de mission [Rice et al., 2007]

En ce qui concerne la photométrie, les premiers résultats [Johnson et al., 2006b] montrent une variation à l'échelle du rover du même ordre de grandeur que des variations régionales (cf. Fig. 1.11). En fait, le comportement photométrique semble lié à la fois à l'environnement local et à la géologie régionale. Les résultats à faible résolution par télédétection seront donc un mélange de comportements photométriques très différents et l'on peut s'attendre à trouver moins de variabilité. La rugosité (paramètre θ) comme précédemment varie entre 2° et 25° , les valeurs les plus fortes ainsi que le comportement le plus rétrodiffusant ont été trouvés à proximité du cratère de Bonneville.

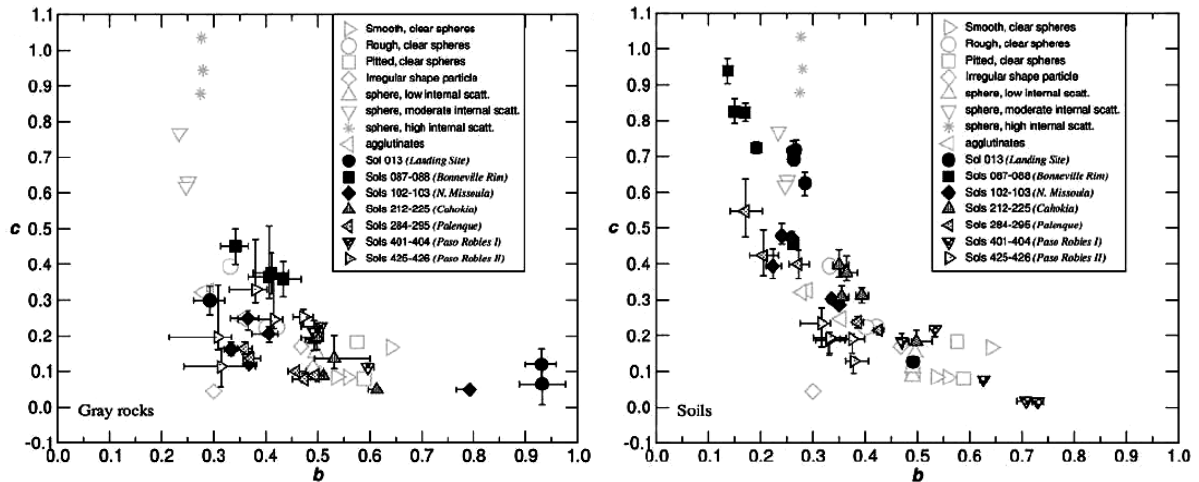


Fig. 1.11. Paramètre b en fonction de c (cf. page 19) mesuré *in situ* à partir des observations Spirit. Les sols, ensembles de particules meubles, sont rétrodiffusants [Johnson et al., 2006b].

Une constatation doit être mise en avant : sur le site Paso Robles, des observations avant et après une mini-tempête de poussière ont montré une évolution du comportement photométrique. L'albédo a décru, la rugosité et la porosité ont augmenté, les unités sont devenues plus rétrodiffusantes. Nous sommes là aussi dans une logique où une différence de poussière sur le sol a introduit une variation photométrique sensible. Un autre indice moins fort est que les différences photométriques semblent être reliées à l'altitude et aux différents régimes de vents.

Les comportements photométriques suivent la même logique que pour Pathfinder avec pour unité la plus rétrodiffusante les sols meubles suivis des roches rouges puis des roches grises. La différence entre roche rouge et grise est contrôlée par de subtiles différences d'épaisseur de poussières, ce qui a été confirmé par les observations de l'imageur microscopique avant et après ponçage. Néanmoins, les roches grises possèdent la diffusion vers l'avant la plus forte, la plus forte rugosité, la porosité la plus faible (*h* fort) et sans doute peu de diffuseurs internes à l'échelle de la longueur d'onde. Dans le cas général (roche et sols), on pense qu'une différence dans la fonction de phase est due à une pénétration plus profonde, surtout si le revêtement de poussière est fin [Johnson et al., 1999].

f. Mars Exploration Rover : Opportunity

Opportunity a atterri dans la région de Meridiani à l'aspect totalement différent que des sites précédents. Il n'y a presque pas de roches, le sol sombre est recouvert de concrétions sombres en formes de sphérules appelées "blueberries" (cf. Fig. 1.12) [Arvidson et al., 2006a] [Weitz et al., 2006].

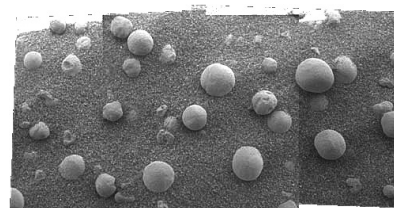


Fig. 1.12. Surfaces meubles et blueberries, largeur : 8cm

Ces sphérules millimétriques (2.5 à 4.5 mm) ne sont pas uniformément réparties : leur distribution en taille évolue et certaines zones en sont dépourvues. Leur présence à la surface semble être la signature d'hématite, ainsi peut-être que d'une certaine modulation de l'inertie thermique de cette région [Hynek and Singer, 2007]. La photométrie visible pourrait être sensible à ces sphérules parce qu'elles sont exposées à la surface.

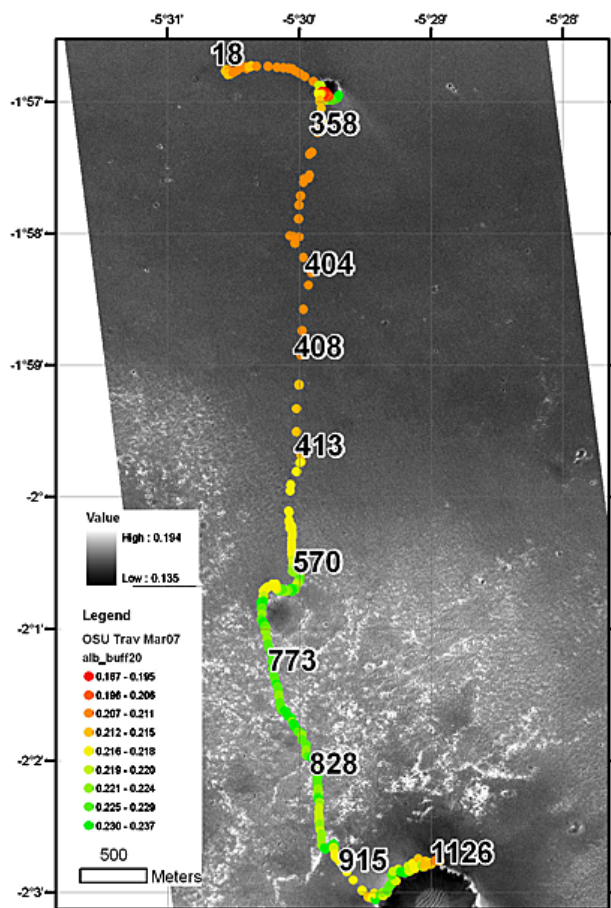


Fig. 1.13. Albédo bolométrique

Au cours de son parcours d'une dizaine de kilomètres, le rover a d'abord traversé une plaine puis a rencontré à mi-chemin un paysage de dunes sombres recouvert des affleurements plus brillants. L'albédo moyen est autour de 0.12 ± 0.01 devenant ainsi le premier terrain sombre de la planète Mars observé *in situ* [Bell et al., 2004b]. La plaine est recouverte de rides composées de grosses particules d'orientation Nord-Sud mobiles par saltation [Sullivan et al., 2005a,b, 2007], donnant ainsi une contrainte sur les régimes éoliens les plus forts qui ont marqué cette région. Ces rides montrent une progression en hauteur vers le Sud. Le maximum a été atteint sur la bordure Nord-Est du cratère Erebus, aujourd'hui entièrement comblé. Des dépôts éoliens brillants bordant les cratères d'orientation Nord Ouest ou Sud Est suivant les années ont aussi été échantillonnés par le rover. Les affleurements présents à la périphérie des vieux cratères sont mis à jour plus fréquemment au Sud entre les dunes. Ces affleurements sont aussi brillants que la surface moyenne de Gusev 0.25 ± 0.06 .

La photométrie sur ce type de paysages est une première : les affleurements présentent à toute longueur d'onde le plus fort albédo de diffusion simple (w) (cf. page 18) et le comportement général est là aussi plutôt rétrodiffusant [Johnson et al., 2006a]. La rugosité de ces affleurements n'est cependant pas toujours contrainte, les roches stratifiées ayant un $\bar{\theta}$ de 30° et les roches les moins rugueuses, des $\bar{\theta} < 15^\circ$. La rugosité et l'albédo de diffusion simple des sols meubles est faible, généralement inférieure à 10° . Les sols possédant des sphérules présentent des w de 0.6 à 750nm qui augmentent à 0.7-0.8 si le sol est tassé.

Les petites rides d'origine éolienne ont des rugosités plus fortes mais l'albédo de diffusion simple et les caractéristiques de diffusion sont similaires à ceux du sol, c'est à dire rétrodiffusantes et cohérentes avec celles de particules sphériques rugueuses et/ou possédant des diffuseurs internes. Certaines variations de w pourraient être expliquées par des variations de dépôts de poussière. De même les variations photométriques avec la longueur d'onde pourraient aussi être liées aux dépôts de poussière couplé à la plus grande profondeur de pénétration dans l'infrarouge.

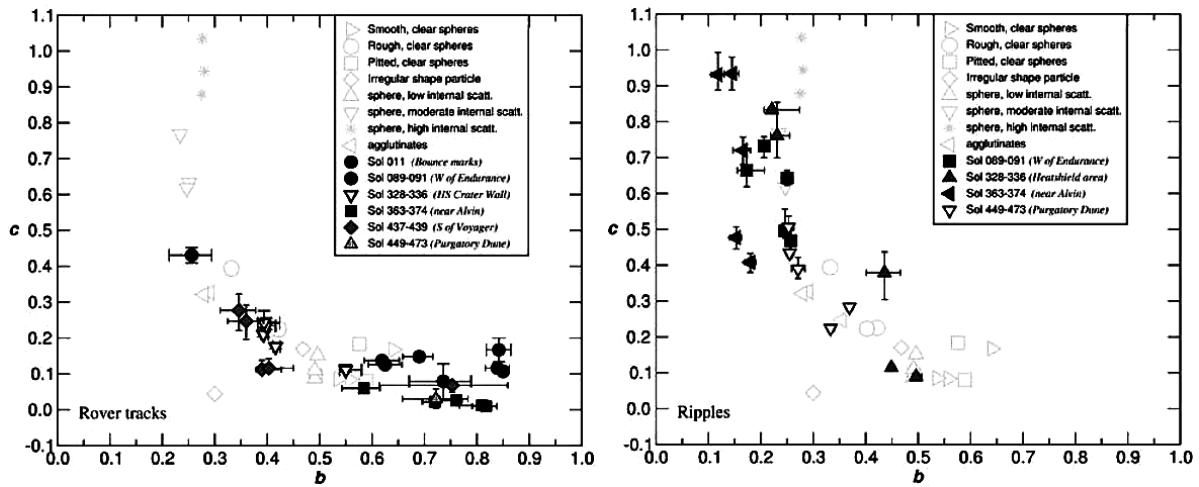


Fig. 1.14. Paramètre b en fonction de c (cf. page 19) à partir des observations d'Opportunity. Les ripples, ensemble de grosses particules sont rétrodiffusantes [Johnson et al., 2006a].

Des difficultés de convergence sont rencontrées avec le modèle de Henyey Greenstein à 2 paramètres. Les paramètres trouvés sont souvent sous contraints. Le modèle à 1 parametre donne de meilleurs résultats et est plus stable. Dans les 2 cas, l'albédo de diffusion simple continue à être le plus contraint des paramètres de Hapke, bien que sensible à la rugosité.

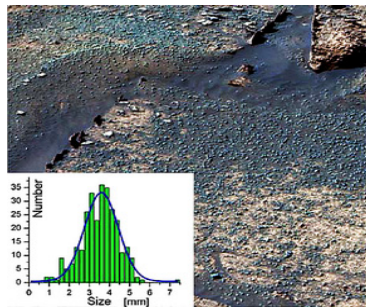


Fig. 1.15. distribution en taille [Gánti et al., 2005].

Dans ce cas aussi, les comportements en diffusion vers l'avant sont rares : seuls les terrains compactés, les traces de roues, les marques d'atterrissage et la météorite à proximité du bouclier présentent un comportement de diffusion vers l'avant. Enfin on peut noter que les paramètres d'opposition suivent les tendances habituelles : $B_0 = 1$ et $h = [0.04; 0.1]$, bien que peu de données existent à faible phase. En particulier, la zone où le rover s'est ensablé possède la largeur d'effet d'opposition et l'inertie thermique les plus faibles [Hynek and Singer, 2007], ce qui suggère une plus grande porosité et/ou une distribution de grains moins uniforme, cohérente avec un dépôt de poussière plus important.

Milieu de propagation

2

II.2.1 Source solaire

L'étude de la lumière réfléchiée par une planète ne doit pas faire oublier que la plupart de cette énergie provient d'abord du Soleil et que la planète Mars dans le visible n'est qu'une source secondaire, (qui réfléchit la lumière d'un autre).

Le Soleil est une source lumineuse stable. Il présente une surface très hétérogène. Cependant, vu de Mars, son disque apparent est petit, ce qui justifie qu'on peut le considérer comme une source ponctuelle. L'éclairement au niveau de Mars varie en fonction de la distance au Soleil.

Éclairement reçu du Soleil	Mars		Terre	
	Périarée	Apoarée	Périgée	Apogée
Distance ($\cdot 10^6 km$)	206,62	249.23	147.09	152.10
Taille apparente Soleil α_{\odot} (')	22,40	19.85	32.53	31.46
Taille apparente Soleil α_{\odot} ($\cdot 10^{-3} rad$)	6.51	5.77	9.45	9.15
Angle solide solaire Ω_{\odot} ($\cdot 10^{-6} sr$)	33	26	70	65
Eclairement maximal solaire $E_{i\perp}$	726	572	1540	1430
Eclairement moyen solaire E_{moyen}	181	143	385	357
Variation relative	26%		8%	

Tab. 2.1. Éclairement reçu du Soleil pour Mars et la Terre : Tableau récapitulatif

II.2.2 L'atmosphère martienne

Pression atmosphérique	0,7 - 0,9 kPa
Dioxyde de carbone	95,72 %
Diazote	2,7 %
Argon	1,6 %
Dioxygène	0,13 %
Monoxyde de carbone	0,07 %
Vapeur d'eau	0,03 %
Oxyde de Nitrate	0,01 %
Néon	2.5 ppm
Krypton,Xénon,Ozone	300, 80, 30 ppb

Tab. 2.2. Caractéristiques de l'atmosphère

L'atmosphère martienne (cf. **Tab. 2.2**) bien que très ténue est sans doute aussi complexe et diversifiée que celle de la Terre. Parmi d'autres phénomènes climatiques on peut citer : les nuages de glace d'eau et de CO₂ à haute altitude, les tourbillons de poussières, les tempêtes de poussières régionales et globales (cf. **Fig. 2.8**)...

La figure **Fig. ??** présente Mars sous des conditions relativement transparentes. Seul le choix d'une longueur d'onde d'absorption de l'atmosphère (dans l'UV ici) permet de mettre en évidence que l'atmosphère est omniprésente à la surface. Le coefficient d'opacité τ est de 0.3 dans les conditions les plus transparentes et dépasse 2 dans les conditions les plus opaques.

Les facteurs de la complexité de l'atmosphère Martienne sont nombreux :

- **L'excentricité et l'inclinaison de l'axe de rotation de la planète** (cf. page 55) entraînent des saisons marquées.
- **La faible pression** ($\approx 6\text{ mbar}$) qui entraîne des modifications relativement importantes. Par exemple, la fonte des glaces augmente la pression de 30% chaque année (page 71).
- **Le contraste d'albédo** dû aux calottes polaires, l'absence de liquide et de mécanisme efficace de redistribution de chaleur rend les contrastes thermiques de surface importants. Par exemple, les grandes différences de températures entre le jour et la nuit.
- **La topographie** présente des obstacles forts à la circulation des masses d'air et modifie la direction des vents ainsi que la pression.
- **La présence d'aérosols** entraîne un forçage radiatif : la température de l'air augmente ainsi que l'effet de serre.

De grandes variations orbitales et de pression rythment la météorologie sur Mars. Si Mars possède un cycle des saisons analogue à celui de la Terre, son orbite est plus excentrique et son année plus longue. Les dates et les saisons sont repérées par la longitude solaire L_S (cf. Fig. 2.3.a), qui est l'angle parcouru sur l'orbite depuis l'équinoxe de printemps de l'hémisphère Nord. En l'absence d'un système calendaire comme le nôtre, cette longitude solaire sert à spécifier les dates et les saisons de l'année martienne. Le cycle annuel de la pression est dû à la variation engendrée par la condensation d'une partie de l'atmosphère dans les calottes polaires. La pression est plus basse durant l'hiver austral car, étant plus long que l'hiver boréal (à cause de l'excentricité de l'orbite de Mars), il y a davantage de CO_2 qui se condense.

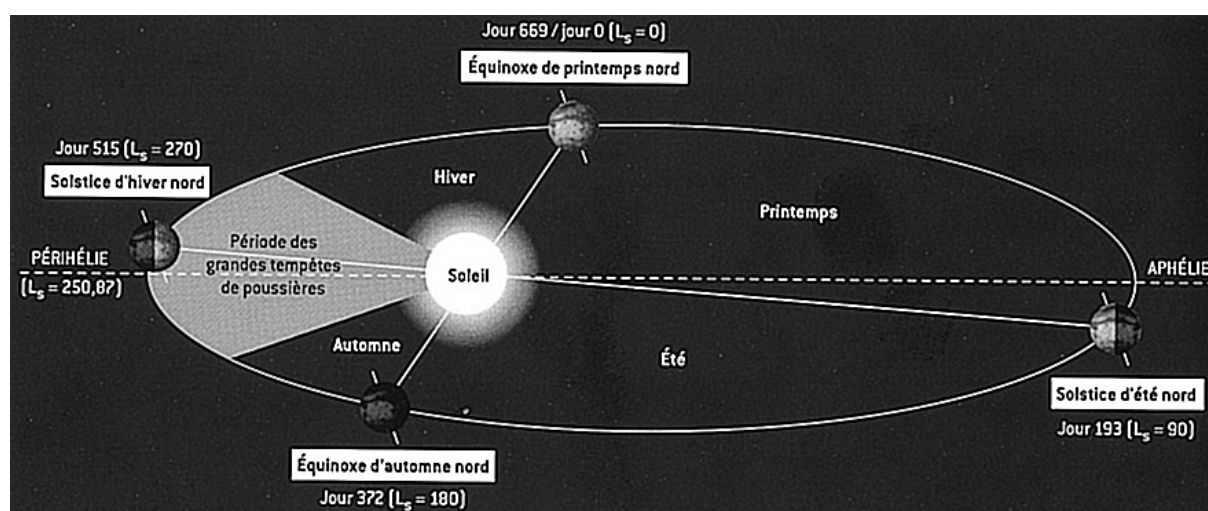


Fig. 2.1. Excentricité de l'orbite et longitude solaire

En conséquence Mars présente 2 périodes radicalement différentes. Une période calme et une période de tempête (cf. Fig. 2.6). Au contraire de la Terre, ce n'est pas l'inclinaison de son axe de rotation par rapport à son orbite qui en est la principale cause mais plutôt l'excentricité. Au périhélie, atteint chaque année à la fin du printemps austral, la planète se trouve approximativement 20% plus près du Soleil qu'à la saison opposée. Mars reçoit alors quasiment 50% d'énergie supplémentaire en plus. La vitesse de Mars est maximale au périhélie, ce qui rend très inégale la durée des saisons : l'été austral est chaud mais court. En conséquence, c'est aux mêmes périodes sur l'intégralité de la planète que nous retrouvons successivement une période calme $L_S=0-180^\circ$ puis une période de tempête $L_S=180-360^\circ$ que l'on observe depuis les premières années d'observations (cf. Fig. 2.3.b). L'année numéro 1 correspond à l'année 1955 terrestre.

Les moments de périhélie et apoahélie sont décalés par rapport aux équinoxes et solstices, l'apoastre a lieu à $L_S=75^\circ$ au cours du printemps de l'hémisphère Nord. Il n'en a pas toujours été ainsi et le mouvement de précession modifie lentement ce décalage. De plus l'obliquité de la planète évolue dans le temps.

Enfin il faut rajouter la fonte périodique des calottes polaires qui entraîne des variations de pression mais aussi des changements des moments d'inertie de la planète mesurables avec les moyens actuels. Les mesures effectuées par la sonde Viking1 montrent deux minima des pressions durant les hivers austral et boréal, quand l'atmosphère est en partie "solidifiée" dans l'une des deux calottes (cf. **Fig. 2.3.a**). L'ensoleillement entraîne aussi, par l'intermédiaire des contrastes entre la glace et les terrains plus sombres, de grands gradients de température à haute latitude. Ils peuvent alors produire des soulèvements de poussières si la densité est assez forte [Wilson et al., 2006].

a. Les aérosols

On appelle aérosol toute particule présente dans l'atmosphère : ce peut être aussi bien des particules de gaz condensé (CO_2 et glace d'eau) que des poussières soulevées par le vent. Ces particules diffusent la lumière reçue (cf. **page 14**), l'absorbent pour une partie et la réfléchissent (cf. **page 21**). C'est la présence des aérosols qui donne au ciel martien sa couleur rosée et qui l'obscurcissent en période de tempêtes (cf. **Fig. 2.2**).

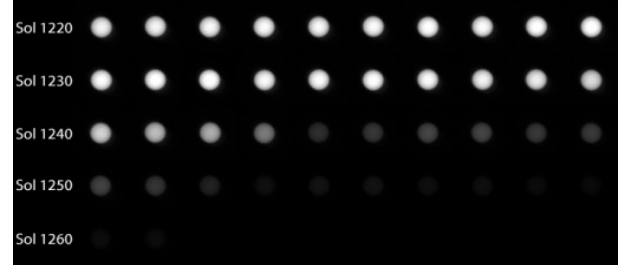
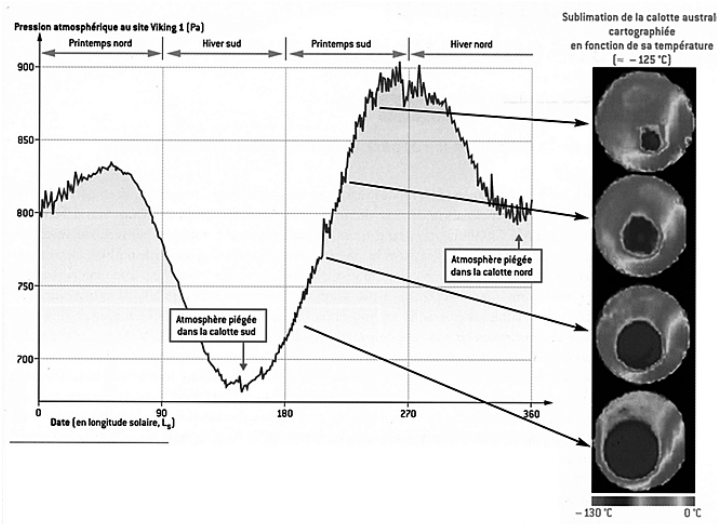
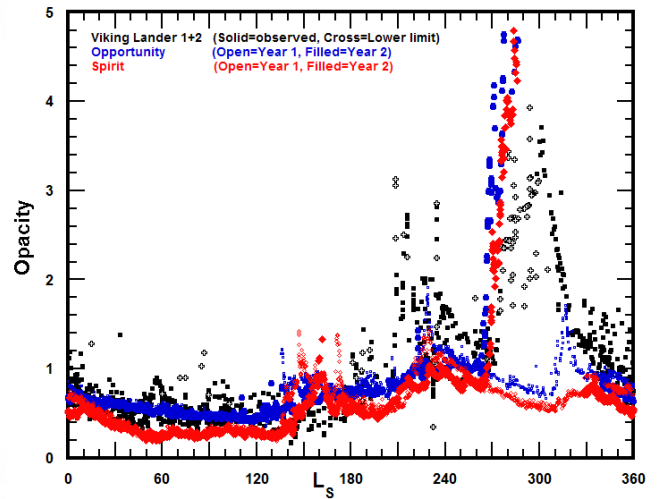


Fig. 2.2. Atténuation du Soleil vue de la surface
Image PanCam solar filter.



2.3.a Cycle annuel de la pression.



2.3.b Atténuation enregistrée au sol [Clancy et al., 2000]

Fig. 2.3. Opacité et pression saisonnière [Clancy et al., 2000]

- (a) La sublimation partielle des calottes polaires entraîne une augmentation relative de pression.
(b) Seule la saison proche du périapsis (hiver de l'hémisphère Nord) est sujette aux tempêtes.

L'opacité de l'atmosphère est mesurée par le coefficient τ (cf. **page 25**) et des valeurs de $\tau = 5.2$ ont été mesurées depuis le sol à la mi-juillet 2007 par Opportunity, ce qui correspond à une atténuation de l'intensité du Soleil de plus de 99%. Comme dans toutes les périodes de tempêtes, on observe surtout du rayonnement diffus (disparition des ombres). La diffusion est détectable par la disparition des ombres et des reliefs qui s'estompent à l'horizon (cf. **Fig. 2.5**). Dans les conditions les plus transparentes, les valeurs de τ sont aux alentours 0.3, mais ces valeurs dépendent fortement de l'altitude à cause de la densité atmosphérique et de la distribution des particules avec l'altitude (cf. **Fig. 2.4**). L'éclaircissement après une tempête est très progressif, en raison du très faible diamètre de la plupart des particules, le temps nécessaire aux plus fines d'entre elles de se redéposer.

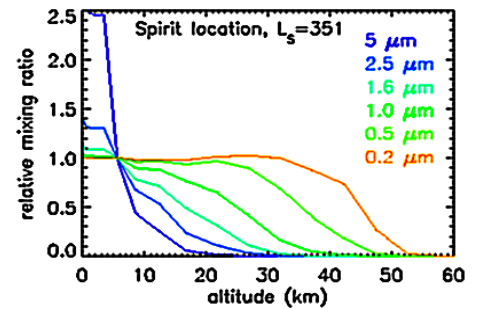


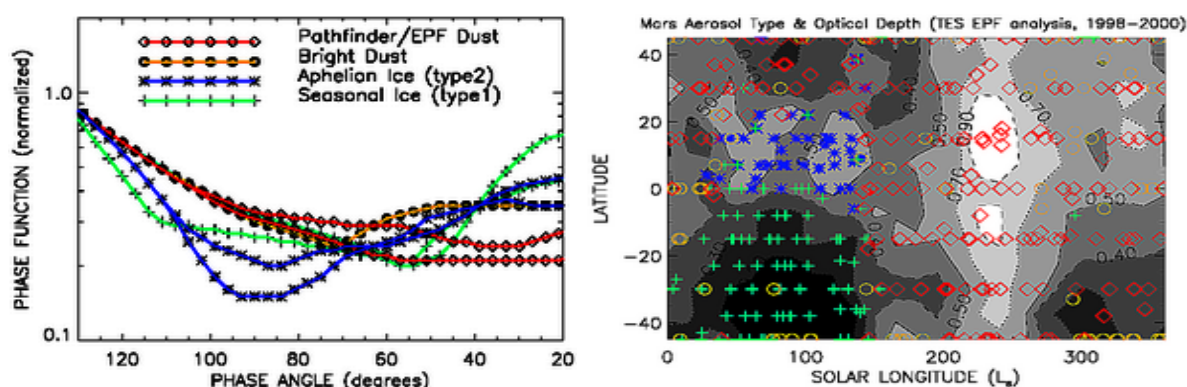
Fig. 2.4. Distribution de taille avec l'altitude mesurée conjointement par MGS et Spirit [Wolff et al., 2006].

Inversement, les aérosols conduisent à une augmentation de brillance (réflexion des particules) couplée à une baisse de contraste lorsque l'observation est oblique. Les figures 1.6 montrent un tel comportement. Dans nos travaux, les fortes émergences sont fréquentes et la réflectance est en effet d'autant plus importante que l'observation est rasante.

Proche de l'apoastre ($L_s : 75^\circ$), une ceinture de nuages de glace se forme à l'équateur atteignant une trentaine de kilomètres d'altitude [Smith et al., 2001b]. Mais, comme pour tous les autres phénomènes météorologiques, ces derniers peuvent être présents à d'autres endroits en d'autres occasions. L'heure locale est un facteur très important.



Fig. 2.5. Déclenchement d'une tempête de gauche à droite et relief estompé à l'horizon



2.6.a Fonction de phase pour différents types d'aérosols. 2.6.b Répartition latitudinale et type d'aérosols saisonnières

Fig. 2.6. Deux parures saisonnières sur Mars à prédominance de nuages ou de poussières.

Aucune saison n'est vraiment épargnée par les phénomènes atmosphériques [Clancy et al., 2003]. Les niveaux de gris représentent l'opacité.

Si la surface représente un milieu dense qui fait l'objet du chapitre suivant, l'atmosphère martienne est à prendre en compte lors d'observations à forte incidence et/ou à forte émergence. Cette atmosphère de composition et de densité grandement variables dans le temps modifie la fonction de phase en fonction des propriétés optiques des particules (aérosols) et gaz qui la composent.

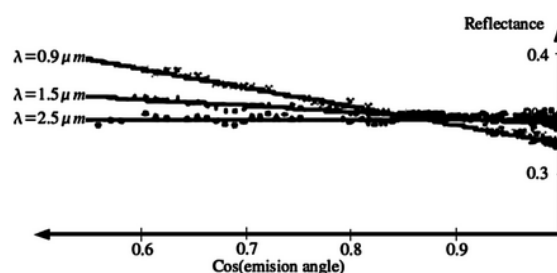


Fig. 2.7. Augmentation de la réflectance en fonction de l'angle d'émergence : l'effet est plus sensible à faible longueur d'onde [Kirkland et al., 1997].

b. Tempêtes globales

Parfois se déclare une tempête qui prend de l'ampleur jusqu'à recouvrir l'intégralité de la planète. On ne connaît pas encore la cause de leur déclenchement qui a lieu certaines années et pas d'autres. Les plus célèbres ont eu lieu en 1971, 2001 et 2007 bien que certaines aient pu passer inaperçues en l'absence de moyens pour les observer. Ces tempêtes dites aussi "encerclantes" empêchent toute observation de la surface comme ce fut le cas pour les premiers mois suivant l'arrivée de Mariner9. Elles se mettent en place en quelques jours puis le retour à la normale dure plusieurs semaines. Une étude approfondie a été menée en 2001 (cf. **Fig. 2.8**) par [Cantor, 2007].

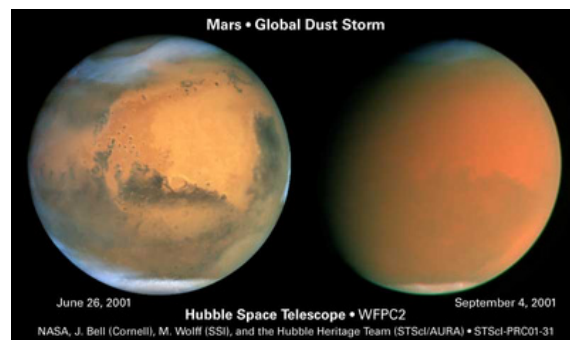
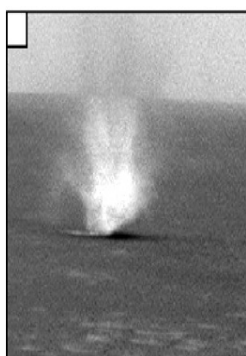


Fig. 2.8. Une tempête globale a eu lieu en 2001 au cours d'une opposition. Une telle atmosphère empêche les études de surface.

c. Tourbillons de poussières



2.9.a Observation Spirit



2.9.b Température de surface et fréquence

Fig. 2.9. Mise en évidence des tourbillons de poussières Il s'agit d'un phénomène très fréquent. (a) $L_s=218$ (sol496) et $L_s=213$ (sol489), les tourbillons font 45m et 23m de diamètre. [Cantor et al., 2006]. (b) Température de surface (Donnée TES) et fréquence des tourbillons [Greeley et al., 2006a].

Des relevés de pression, des variations d'accumulation de poussières sur les panneaux solaires des rovers et des séquences d'images ont mis en évidence des tourbillons de poussières (cf. **Fig. 2.9.a**). Ces tourbillons seraient anecdotiques par rapport à de nombreux autres phénomènes si ces derniers n'induisaient en partie des variations photométriques dans la zone de Gusev. On les observe aussi sur la Terre mais ces derniers sont généralement moins hauts. Leurs vitesse est de l'ordre de la dizaine de mètres par seconde.

A noter aussi que ces tourbillons sont connus de longue date grâce aux sondes en orbite, mais seuls les plus imposants d'entre eux sont détectés ($>700m$) alors qu'il en existe de très nombreux à l'échelle de la dizaine de mètres de diamètre. Ces tourbillons sont très fréquents à latitude moyenne.

Plus de 10.000 images MOC montrent ces tourbillons [Cantor et al., 2006] souvent regroupés dans la région d'Amazonis Patera. Le nombre de tourbillons visibles est dépendant du gradient de température de surface. Spirit arrivé en période "chaude" mais stable n'a pas vu ces tourbillons à son arrivée (cf. **Fig. 2.9.b**) mais en a observé près de 500 [Greeley et al., 2006b] dès que les conditions sont devenues propices.

II.2.3 La Surface

La surface de Mars conserve les traces des interactions à la fois avec le milieu atmosphérique variable et l'intérieur soumis, au moins à de lointaines époques, à de grands épisodes volcaniques, tectoniques ainsi qu'à des phénomènes fluviaux-glaciaires (vallées de débacle, réseaux dendritiques, glaciers d'altitude...).

Aujourd'hui ce sont les phénomènes éoliens qui dominent clairement les modifications à la surface. Les écarts quotidiens de températures, la présence de glace et de poussière modifient lentement les paysages. Au cours des missions *in situ*, des déplacements de particules de sable ou des éboulements centimétriques ont ainsi été observés. Il semble que le développement d'immenses champs de dunes n'ait pas nécessité une atmosphère dense mais plutôt beaucoup de temps...

a. Le régolite martien

Mars n'est pas protégé comme la Terre des petits impacts météoritiques. A l'instar de la Lune, les impacts sur Mars ont formé un régolite (cf. **Fig. 2.10**), accumulation de poussières et débris rocheux provenant de retombées d'éjectas, d'épaisseur kilométrique et répartis sur l'ensemble de la planète. Il semble cependant que l'atmosphère a toujours été suffisante pour empêcher les plus petits impacts [Paige et al., 2007].

De nouveaux cratères sont aujourd'hui encore repérés; depuis 10 ans et le début des images à haute résolution MOC (cf. **page 56**) une vingtaine de nouvelles taches ont été détectées [Malin et al., 2006] dont certaines sont de nouveaux cratères. Des cratères très récents, larges de plusieurs kilomètres ont précédé de peu l'exploration spatiale comme le cratère Zunil dans les plaines de Cerberus [McEwen et al., 2005]. Ce dernier a entraîné la formation de très nombreux cratères secondaires [Tornabene et al., 2006, Preblich et al., 2007]. Ces événements surtout les plus récents devraient être visibles en photométrie parce qu'ils modifient au moins la pellicule de surface. Ils devraient aussi rapidement s'estomper et plus rapidement en photométrie qu'en inertie thermique à cause du dépôt continu de poussières.

La couche supérieure du sous-sol martien est ainsi relativement poreuse, ce qui favorise le stockage de l'eau et de la glace, et explique la présence d'un sous sol gelé en permanence. Au vu de la complexité des interactions (rayonnement cosmique, atmosphère, érosion éolienne...) subies par le régolite, on peut s'attendre à ce que les propriétés physiques, notamment mécaniques et optiques, des particules constitutives soient complexes.

b. Changement de la surface

Souvent, deux images d'un même endroit de la surface apparaissent dissemblables. Parmi les causes possibles, nous pouvons citer :

- **Des conditions atmosphériques différentes** (cf. **page 69**)
- **Des changements physico-chimiques de la surface**
- **Des variations périodiques** saisonnières ou circadiennes (quotidiennes) (cf. **Fig. 2.14**)
- **Des différences de sensibilité spectrale**, les traces éoliennes sont plus visibles dans les canaux rouges et infrarouges.
- **Les conditions d'illumination et de l'anisotropie de la surface**, un champ de dunes sera plus ou moins sombre suivant la direction conjointe des dunes et du Soleil.
- **Et bien sûr, tous les phénomènes photométriques**, à la fois liés à la géométrie de la surface [Mushkin and Gillespie, 2006] mais aussi à la nature du sol et aux propriétés spectrales.

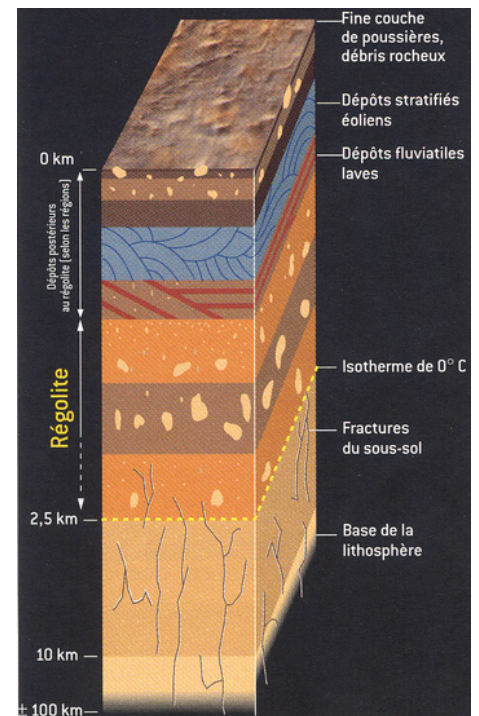


Fig. 2.10. Structure présumée du sous sol de Mars [Forget et al., 2003].

Une grande partie de la variation de brillance est due à une évolution de l'état de la surface. Ces modifications parfois sur de grandes étendues (cf. **Fig. 2.20**) ont bien pour origine des processus géologiques. Plus de 1/3 de la surface a changé de façon cyclique ou pérenne [Geissler, 2005], [Szwast et al., 2006].

On distingue plusieurs causes à ces changements :

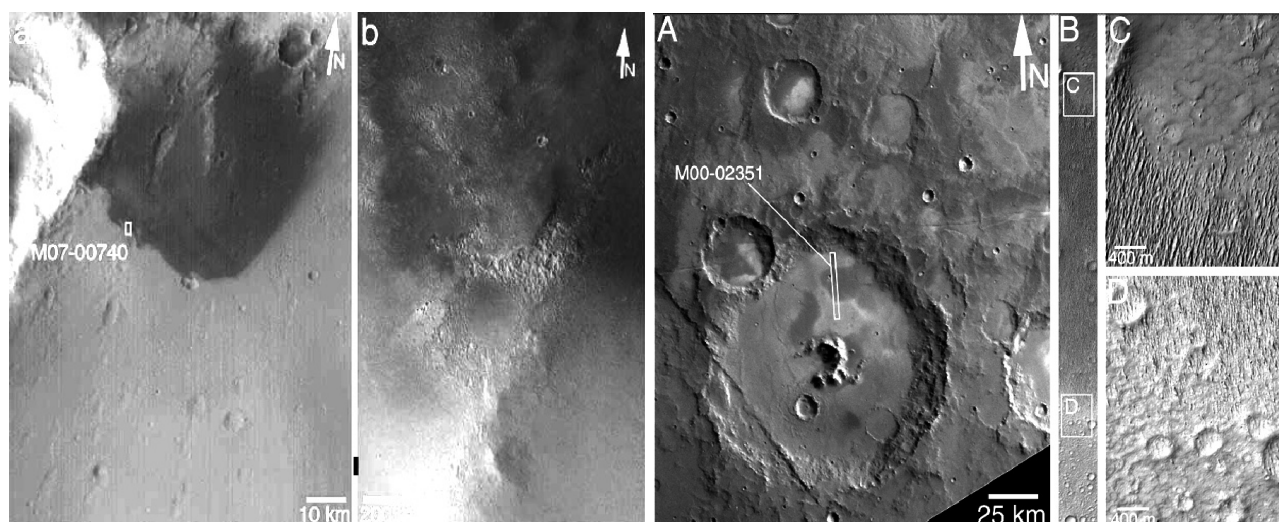
1• **L'érosion** lente des cratères [Grant et al., 2006].

2• **Les phénomènes glaciaires** comme le dépôt de givre saisonnier (cf. **Fig. 1.8**).

3• **Les phénomènes éoliens** surtout par le dépôt et retrait de poussières (cf. **page 71** et **page 76**).

On peut aussi ajouter à cette liste d'autres modifications dues aux processus physico-chimiques et gravitaires [Baratoux et al., 2001, 2006].

La poussière dans l'atmosphère est brillante, son albédo de diffusion simple étant proche de 0.9. Son dépôt tend donc à augmenter la brillance d'une surface. Au contraire, le retrait de cette pellicule de poussière peut mettre à jour un substrat plus sombre (cf. **Fig. 2.19**). Cependant les données MOC à forte résolution ont montré que ce n'était pas toujours le cas [Edgett, 2002]. Des terrains rugueux peuvent être brillants, et des terrains sombres composés de poussière (cf. **Fig. 2.11**). Les récents travaux réalisés à l'aide des données HRSC [McCord et al., 2007] remettent aussi cette idée en cause et appellent à la prudence concernant la perception stratigraphique des unités martiennes et surtout leur interprétation. Un exemple parmi d'autre : la seconde partie de terrain traversée par le rover Opportunity est plus brillante que la plaine du début de mission. C'est pourtant le terrain le plus brillant, le plus rugueux et le moins recouvert de poussières.



2.11.a Exemple [Edgett, 2002]

2.11.b Contre exemple [Malin and Edgett, 2001]

Fig. 2.11. Topographie sub-pixellaire : La différence d'albédo n'est pas systématiquement représentative d'une variation morphologique. C'est le cas pour la seconde image mais non pour la première. L'atténuation n'est pas alors produite par une texture trop petite pour être vue.

(a) image MOC-WA M07-00741 et MOC-NA M07-00740 (Arabia Terra)

(b) image Viking 637A77 et Image MOC NA (Crater Burton 13.5°S, 156.3°W)

La figure **Fig. 2.13** présente la diversité spectrale rencontrée sur le site de Pathfinder. Cette diversité est analogue à celle du site de Spirit (cf. **Fig. 2.12**). Dans la gamme limitée du visible, la réflectance croît avec la longueur d'onde (ce qui produit une couleur rouge). Les unités se démarquent par la brillance dans le rouge, le rapport Rouge/Bleu, la pente du spectre en proche infrarouge et la profondeur de l'absorption entre 800 nm et 1 μ m. Ces différences s'interprètent ici principalement comme un changement d'état et non un changements de nature. Ces observations ainsi que d'autres laissent à penser que la surface martienne est photométriquement et spectralement hétérogène à faible et forte résolution.

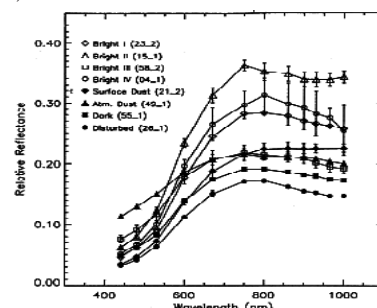


Fig. 2.13. Variété spectrale : Pathfinder [Bell et al., 2000].

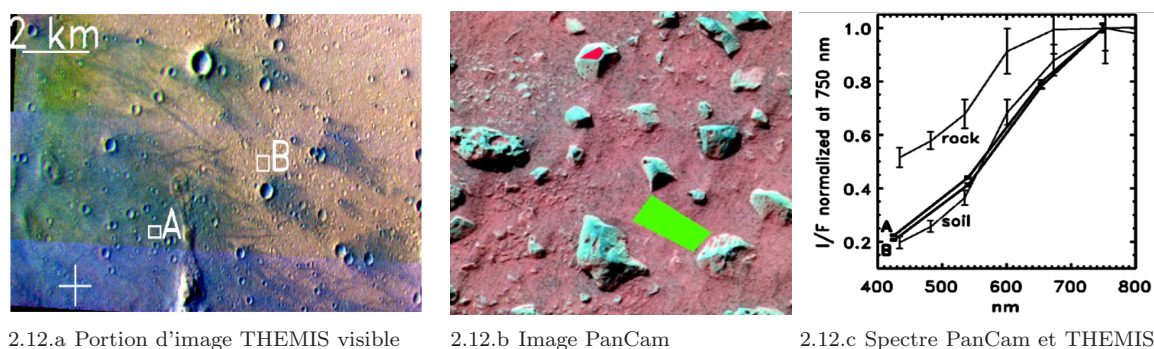


Fig. 2.12. Diversité spectrale orbitale et *in situ* [Lichtenberg et al., 2006].

(a) Portion d'image THEMIS visible V10792003 dans la zone d'atterrissage de Spirit (croix blanche) en utilisant les filtres 425, 540 et 654 nm. L'incidence est de 75°. [McConnochie et al., 2006]
 (b) Image PanCam pour les unités 'rock' et 'soil'. L'image est composée des filtres 750, 530 et 480 nm.
 (c) Spectre I/F PanCam et THEMIS (ligne épaisse) normalisé à 750 nm des zones précédentes.

Cette hétérogénéité peut être mise en évidence aux zones de contacts géologiques et/ou géomorphologiques. Il semble que ce contraste soit véritablement dû à l'hétérogénéité sub-pixellaire (présence d'affleurement, de roche de sable et de poussière). Elle provient aussi de l'érosion, de dépôts, des interactions entre la surface et l'atmosphère, de la circulation aquifère passée et actuellement, de processus d'altérations géochimiques et de diagénèses.

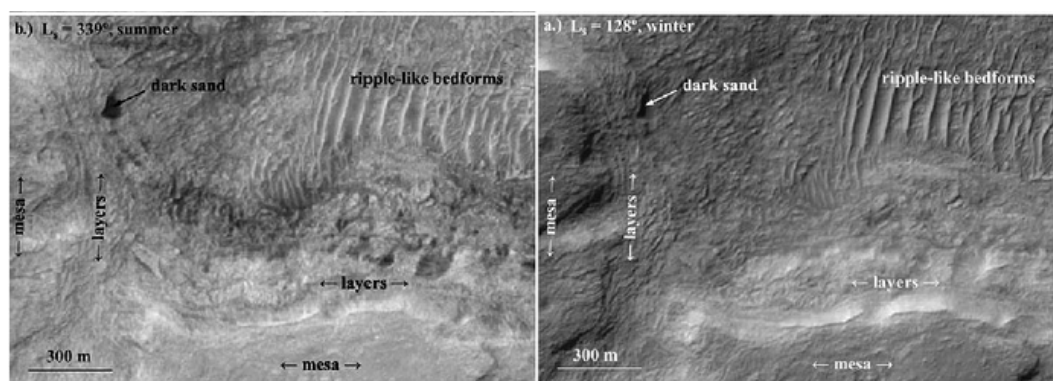


Fig. 2.14. Une surface changeante ? [Fenton, 2005]

Image MOC (a) E0200791 (b) E1400275 {332.24°W ; 45.67°S}

c. Effets éoliens en surface

Le vent affecte la surface de plusieurs manières suivant la force appliquée et la taille des particules transportées (cf. **Fig. 2.16.a**). Une faible force remue simplement le sol et modifie juste la distribution apparente des grains de surface. C'est ce qui se passe sur Gusev en grande partie. Une force plus importante emporte les plus fines particules d'abord par traction, saltation puis en suspension. À petite échelle, ces mouvements conduisent à rendre la surface anisotrope. Les plus massives peuvent être aussi entraînées par l'impact de particules plus petites qui initient ainsi leur mouvement. (cf. **Fig. 2.16.a**).

L'effet important constaté sur le terrain (cf. **Fig. 2.15**) dépend surtout des périodes les plus dynamiques ; un changement brutal a plus d'impact sur le paysage qu'un faible effet cumulé. Ces conclusions que l'on applique aussi à l'érosion fluviale ou glaciaire se retrouvent de la même façon ici. L'analyse morphologique *in-situ* montre [Greeley et al., 2006a] des dunes et rides, des roches perchées ou enfouies, des traces de niveaux anciens, des 'ventifacts'... Aujourd'hui, après des milliards d'années, il semble que ce soit les vents qui façonnent le plus la texture de surface. Même si l'effet du vent est de faible amplitude, nous voyons un effet cumulé.

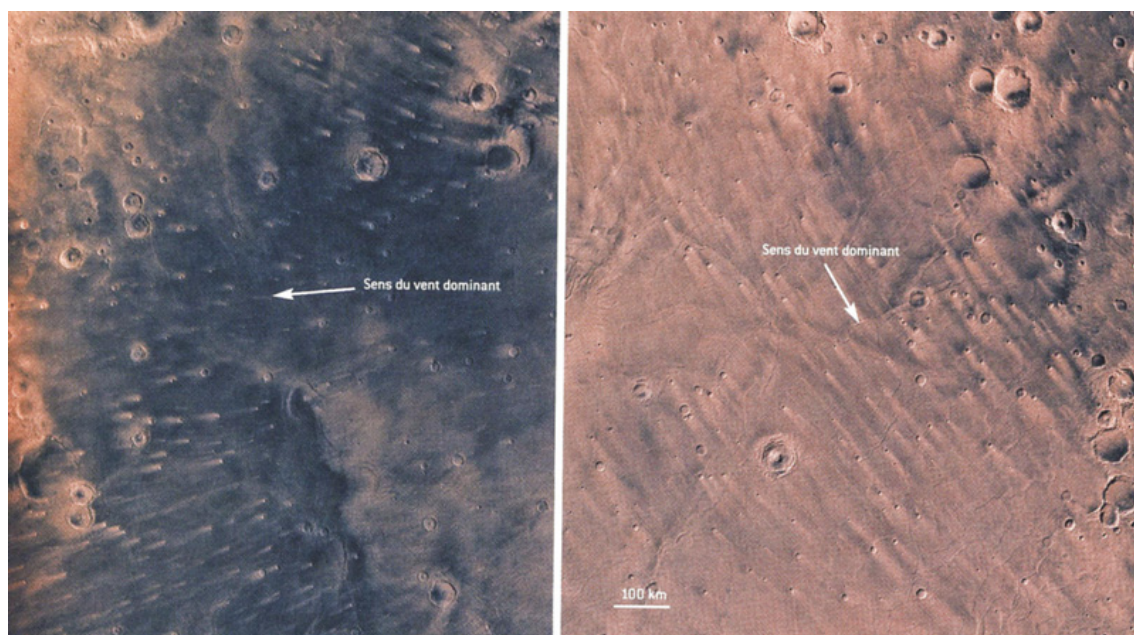
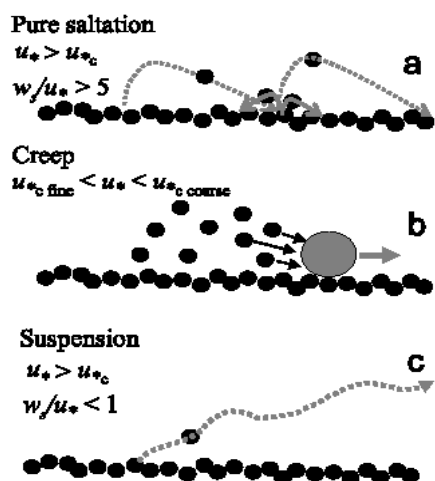
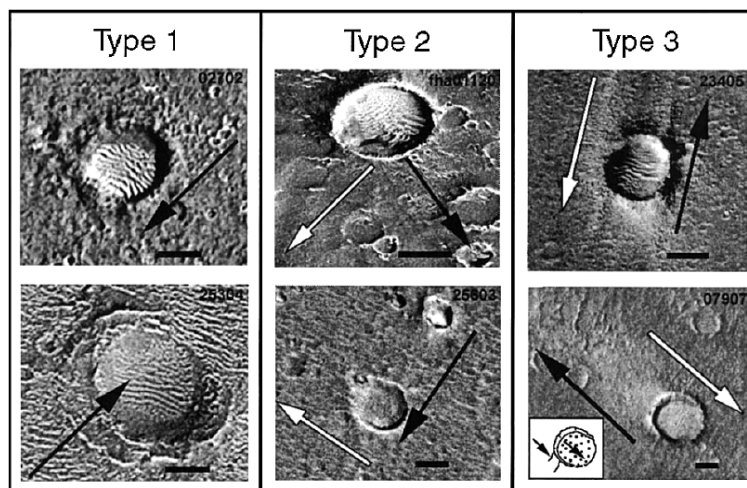


Fig. 2.15. La poussière indique la direction des vents dominants. Région de Syrtis Major

L'apparence de la surface peut néanmoins changer très vite (cf. **Fig. 2.17.** et **Fig. 2.19**)), mais ces variations de brillance du sol n'impliquent qu'une très fine pellicule de surface, et donc une faible masse transportée, que ce soit par un mécanisme d'érosion ou de dépôts. Par exemple, la poussière claire, s'accumule contre les obstacles comme les cratères (cf. **Fig. 2.16.b**).



2.16.a Modes de transport éolien



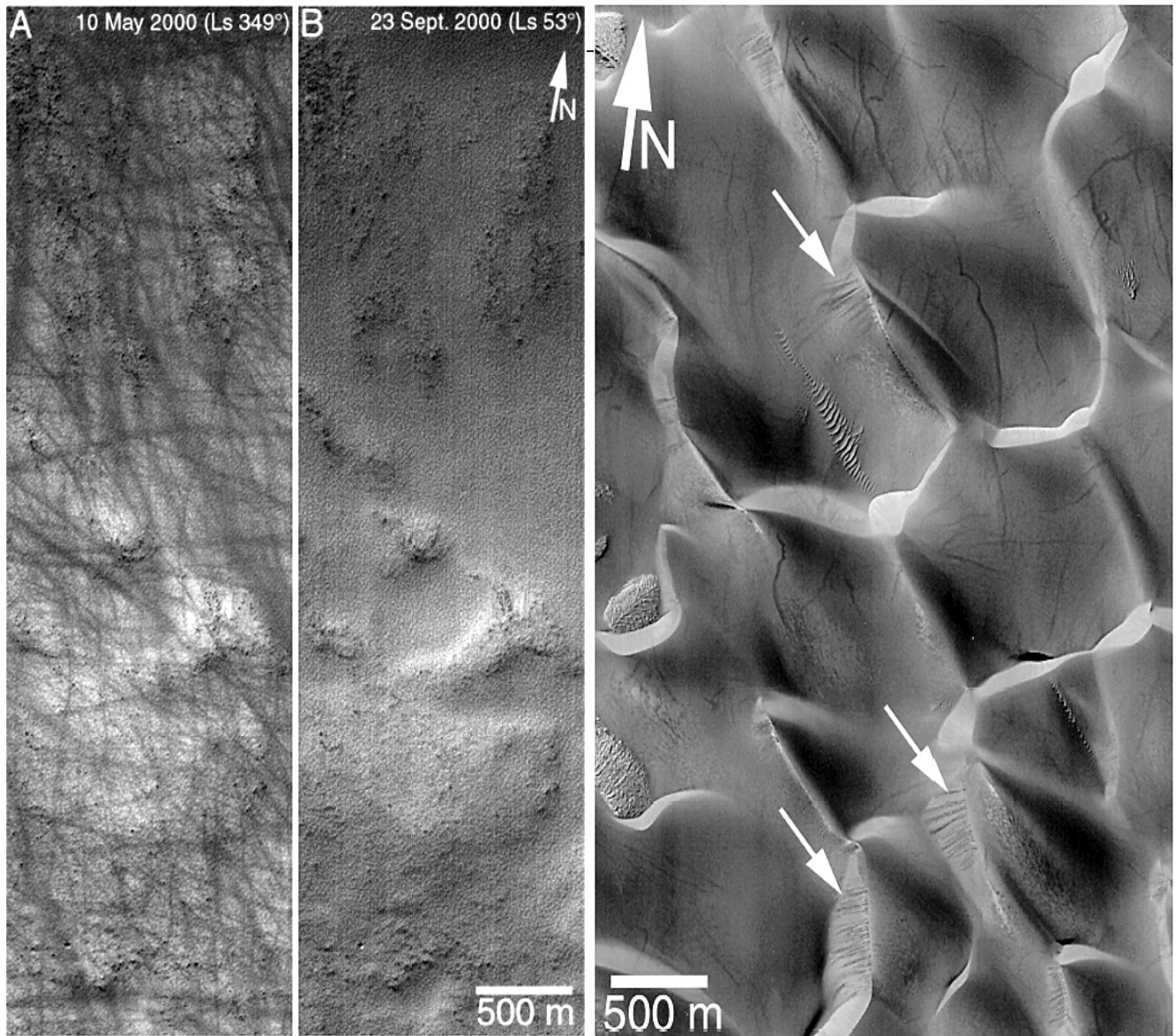
2.16.b Effet éolien sur de petits cratères

Fig. 2.16. Effet Éoliens à petite échelle :

(a) Les particules peuvent être transportées de 3 façons selon leurs tailles, la rugosité et la force disponibles [Jerolmack et al., 2006].

(b) Effet éolien sur de petits cratères. Les barres noires font 200m.

image MOC NA 02702, 25304, 01120, 25603, 023405, 07907 [Kuzmin et al., 2001]



2.17.a Trace de tourbillon

2.17.b 3 phénomènes d'origine éolienne

Fig. 2.17. Les vents influent de nombreuses façons sur la surface et ces changements peuvent être rapides. (a) Trace de tourbillon : images MOC NA prises à 4 mois d'intervalle M15-00685 Ls=389° et M19-01611 Ls=53° [Malin and Edgett, 2001]. (b) 3 phénomènes d'origine éolienne : Slope streak, Dark Streak et... les dunes. Cratère Rabe (44.2°S,325,6°W) Image MOC-NA FHA01006 [Edgett and Malin, 2000].

d. Evolution

Des cartes d'albédos ont été construites avec les données MGS/MOC-NA et avec les orbiteurs Viking. Sur cette période de 30 ans, plus d'un tiers de la surface a changé de plus de 10% surtout dans l'hémisphère sud [Geissler, 2005] (cf. **Fig. 2.17.b** et **Fig. 2.20**) : Les terrains proches de l'équateur ont eu tendance à s'éclaircir, l'inverse s'est produit pour les hautes latitudes. Il pourrait en résulter un impact sur les circulations éoliennes et le bilan thermique de la planète.

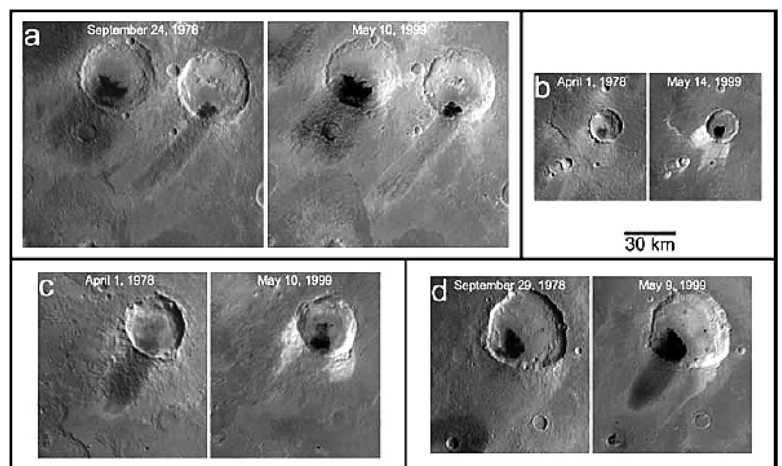


Fig. 2.18. Evolution de traces éoliennes pour la région d'Arabia Terra. images Viking(1978) et images MOC WA [Edgett and Malin, 2000].

Tous ces changements ont eu lieu sur des régions d'inertie thermique moyenne à forte, où des affleurements rocheux peuvent être alternativement enfouis ou mis à jour par le vent. C'est un indice que les variations photométriques peuvent être dûes à une couche de fines poussières facilement transportables. La même activité liée à des alternances de dépôt et érosion successives est suspectée sur les autres terrains, mais les épais manteaux de poussières dans les zones de faible inertie thermique ne sont pas entièrement déplacés et n'entraînent pas de grandes variations photométriques.

Plusieurs mécanismes, tous liés aux vents, semblent concourir à ces variations, influant de préférence à certaines latitudes et certaines périodes de l'année :

- **A faible latitude durant l'été de l'hémisphère sud, ce sont des vents régionaux** qui semblent produire des changements aux contours linéaires, diffus, brillants ou sombres.
- **Les tourbillons de poussières** opèrent, eux, à plus haute latitude et surtout dans la plaine d'Amazonis. (90% des 10 000 tourbillons repéré par la caméra MOC [Cantor et al., 2006])
- **Les tempêtes globales** sur des régions entières (cf. **Fig. 2.19**).
- **On peut noter aussi que des redistributions d'ampleur réduite** dans les régions ensablées semblent périodiquement ré-assombrir ces régions.

Toutes ces variations agissent par périodes. Dans le cas contraire, la planète Mars deviendrait rapidement méconnaissable tant les changements sont importants en apparence.

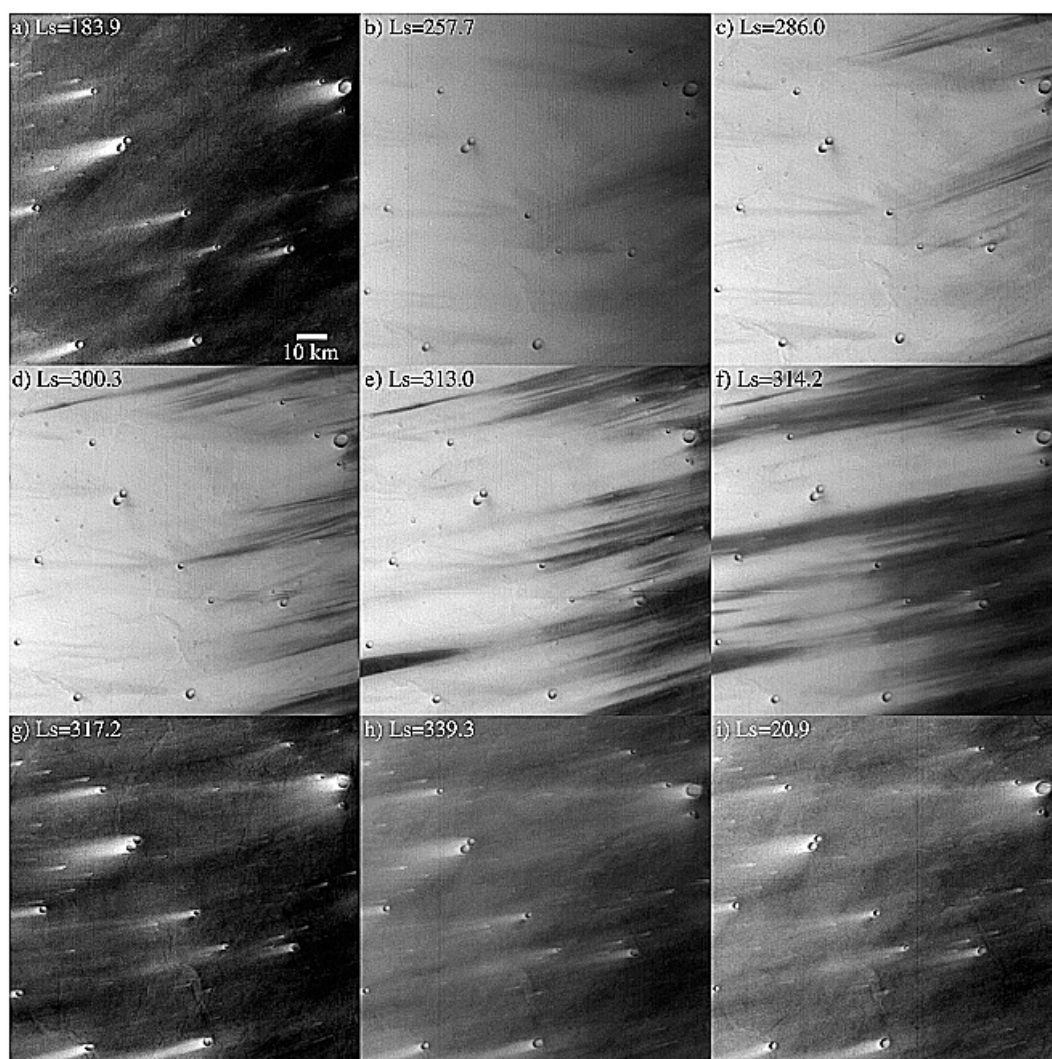


Fig. 2.19. Retrait de poussières après une tempête globale : région de Syrtis Major. Image MOC-NA (5°N,64°E).[Szwast et al., 2006].

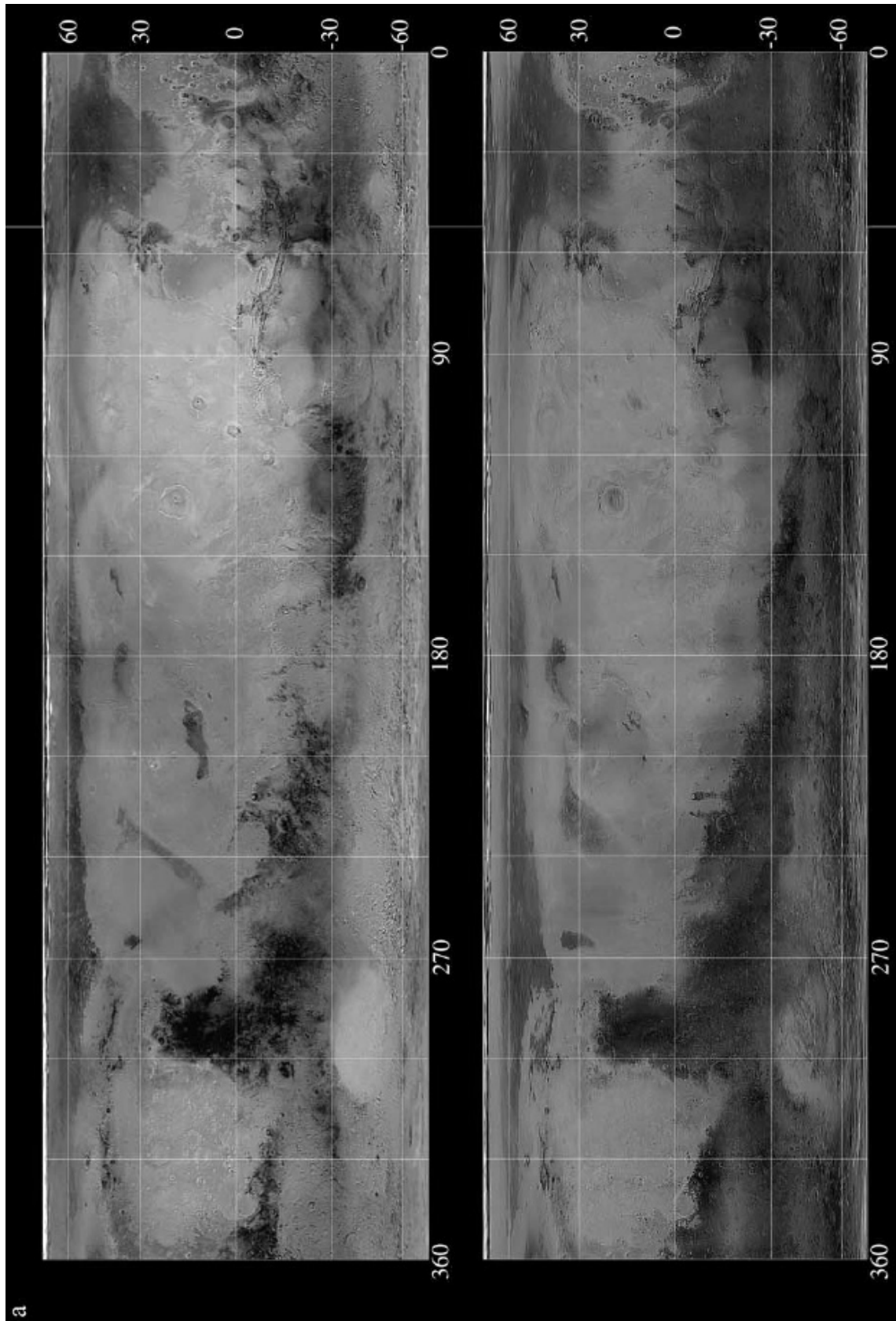


Fig. 2.20. Comparaison de l'apparence de Mars en 30 ans entre 2 mosaïques Viking et MGS l'image à gauche à été acquise entre 1976 et 1980 et celle de droite de 1999 à 2001. On peut noter l'apparition d'un anneau sombre recouvrant les régions de latitude -60° . La projection des 2 cartes est en cylindrique équidistant et les mosaïques ont été construites de façon à ne prendre que les images dépourvues de nuages [Geissler, 2005]

Camera HRSC et acquisition des données

II.3.1 La caméra HRSC de Mars Express

La caméra HRSC pour "High Resolution Stereo Camera" [Neukum et al., 1995] fut initialement prévue pour être embarquée sur l'ambitieuse sonde Mars 96. Cette sonde définie et développée en partenariat avec la Russie s'abîma malheureusement en mer peu après le lancement. Cette caméra devait être utilisée comme caméra à forte résolution et champ moyen en complément d'une caméra grand angle appelée WAOSS : "Wide Angle Optoelectronic Stereo Scanner" [Sandau and Brieb, 1994]. La caméra a néanmoins été testée par avion et a permis d'obtenir en 1997 un relief détaillé des îles Éoliennes, ainsi que des études photométriques de la végétation [Bucher, 2004, Kukko et al., 2005].

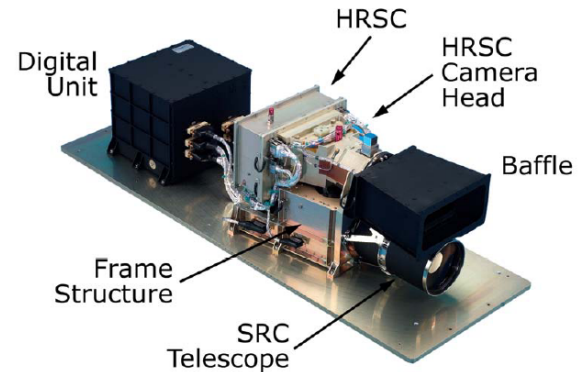


Fig. 3.1. La caméra HRSC

La caméra HRSC a été ensuite à nouveau sélectionnée et intégrée sur la sonde Mars-Express entièrement européenne avec d'autres instruments de la défunte sonde Mars96. L'exemplaire aujourd'hui à bord de cette sonde a été développé par le DLR : "Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt" (le Centre aérospatial allemand) et intégré par la filiale EADS Astrium satellite sur le site de Toulouse.

HRSC s'inscrit dans un créneau d'images à moyenne résolution et large champ. Cette capacité permet d'espérer d'ici quelques années une carte globale en couleur à résolution au moins de 50m et un modèle numérique de terrain à la résolution de 100m.

À la différence de la plupart des instruments (cf. Fig. 3.2), la caméra HRSC se distingue en recherchant en premier lieu l'aboutissement de ces 2 produits. Les autres exemples sont MOLA, TES et MOC WA durant leur phase cartographique. Les caméras MOC NA et HiRISE sont elles réservées aux sites les plus intéressants.

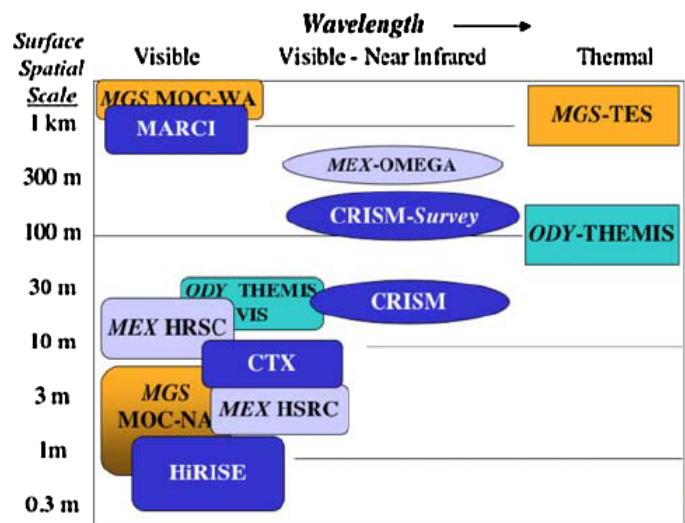


Fig. 3.2. Résolution et sensibilité spectrale des principales caméras martiennes [Zurek and Smrekar, 2007]

a. Description

L'instrument pèse une vingtaine de kilos et mesure $51\text{cm} \times 28.9\text{cm} \times 27.3\text{cm}$ dont la moitié arrière est composée de la partie électronique.

La camera HRSC a pour objectif principal la cartographie de Mars à la résolution de 50 mètres en couleur et en 3D. La photométrie et l'obtention du relief sont tout deux produit avec les mêmes observations mutilangulaires. Elle contribue aussi significativement à l'étude de l'atmosphère, à la cartographie minéralogique, à la géomorphologie et à la caractérisation des lieux d'atterrissage et de leurs alentours.

Les résultats escomptés couvrent de très nombreux domaines :

- **Caractérisation de la structure de surface** à la résolution maximale de 10 mètres par pixel.
- **Création d'un modèle numérique de terrain** spatialement bien défini.
- **Caractérisation morphologiques** à la résolution de 2 mètres par pixel (SRC, voir ci-après).
- **Classification à haute résolution** à l'aide des images couleur.
- **Raffinement des données géodétiques** et de la base cartographique martienne.
- **Caractérisation des phénomènes atmosphériques.**
- **Observation des satellites Phobos et Deimos.**
- **Caractérisation des états de surface** à partir de mesures multi-angulaires.

L'ensemble est constitué de 2 parties : La caméra HRSC conçue pour couvrir de grandes surfaces et une seconde caméra SRC "Super Resolution Channel", rajoutée pour des acquisitions à résolution métrique. Cette dernière ne couvre qu'une toute petite partie du champ de HRSC (Tab. 1.3), les 2 caméras étant co-alignées. L'acquisition simultanée d'images HRSC facilite la localisation des images SRC et en donne le contexte régional. Cette capacité existait déjà pour la caméra MOC qui est aussi composée d'une partie à faible champ MOC NA et d'une partie à champ large : MOC WA. Le couplage de ces deux caméras s'est révélé précieux, notamment pour l'étude de l'évolution apparente et rapide de la surface.

Les 2 caméras ont des pupilles d'entrée petites : respectivement 31.26mm pour HRSC et 91mm pour SRC, (112mm si non diaphragmé) qu'on peut comparer avec les véritables télescopes de 350mm MOC ou de 500mm HiRISE.



Fig. 3.3. Vue de face : HRSC est l'objectif du haut, SRC celui du bas. Une coiffe protège HRSC des lumières parasites.

Le temps d'acquisition est limité par le déplacement du satellite et la résolution au sol afin de limiter un effet de flou. HRSC dispose d'un temps maximal d'intégration beaucoup plus important que SRC est d'une meilleure qualité photométrique.

b. Les capteurs

c. Principe de fonctionnement

La camera HRSC fonctionne à l'aide de capteurs CCD qui sont aujourd'hui couramment employées : webcam, photo numérique, caméscope...

Les principaux avantages de ce capteurs sont une grande sensibilité, un très bon rendement quantique, une très bonne linéarité dans le domaine spectral de 400 nm à 2500 nm. Il comporte néanmoins des défauts comme le bruit de lecture, le bruit thermique, le bruit de photon et le défaut de sensibilité d'un pixel à un autre.

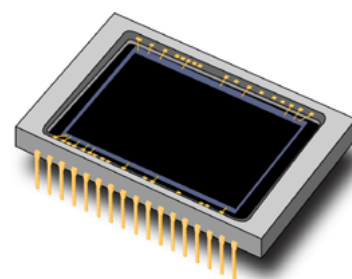


Fig. 3.4. Apparence d'un CCD

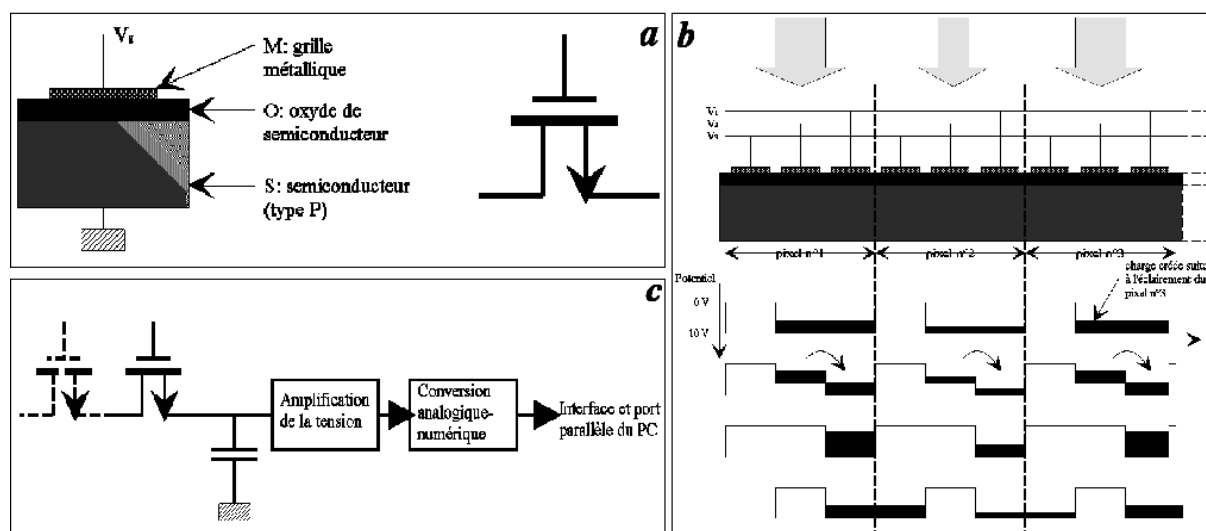


Fig. 3.5. Dans son principe de fonctionnement, un capteur CCD piège les électrons (produit par effet photoélectrique) au niveau de chaque pixel lesquelles formes une matrice mono ou bidimensionnelle. Les charges sont conduites vers une unique sortie lors d'un déplacement en plusieurs étapes en évitant leur mélange, le signal est ensuite pré-amplifié.

Sensibilité

Un capteur standard a une sensibilité entre 0.4 et $1\mu\text{m}$, c'est à dire qu'il est un peu plus sensible que l'oeil humain aux infra-rouges et inversement peu sensible dans le domaine du bleu. La courbe de sensibilité des capteurs de la camera HRSC est présentée sur la figure 3.6. Il est à noter que pour un capteur donné, la sensibilité varie d'un pixel à un autre. Ainsi une image d'un champ éclairé de façon uniforme ne sera pas homogène.

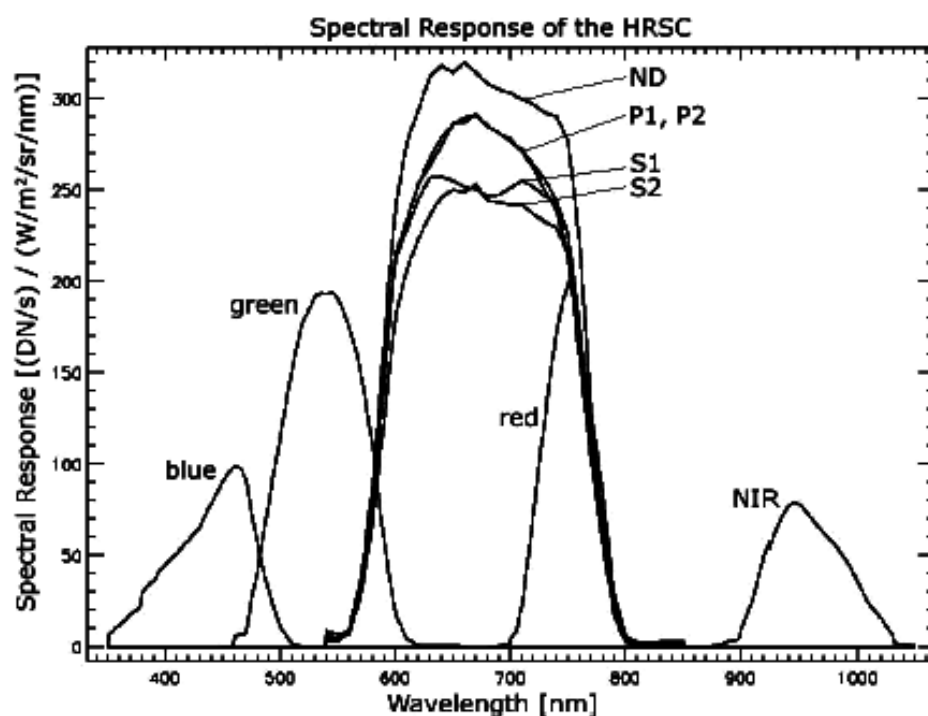


Fig. 3.6. Sensibilité spectrale camera HRSC

Diverses sources de bruit

Au signal porteur de l'information se superposent des signaux parasites et des bruits. Un bruit est caractérisé par son caractère aléatoire et une moyenne de valeur nulle. L'un des moyens pour réduire ces signaux est de faire plusieurs mesures ou, ce qui revient au même, de dégrader la résolution. Dans le cas de nos mesures, les images ont été acquises à 10, 25 ou 50 mètres et les résultats présentés à 400 mètres. Les sources de bruits sont très nombreuses ; nous nous arrêtons ici au plus connues.

- **Bruit quantique :** La nature du rayonnement quantique, montre le hiatus à décrire une intensité lumineuse par une quantité analogique, alors que les porteurs de ce rayonnement sont quantifiés. Le bruit de photons obéit à la statistique de Poisson. Lorsque l'on capte $N = E/h\nu$ photons, la valeur moyenne observée est N et la fluctuation \sqrt{N} . Le rapport signal à bruit (RSN) déterminé par le flux de photons est égal à : $RSN = N/\sqrt{N} = \sqrt{N}$

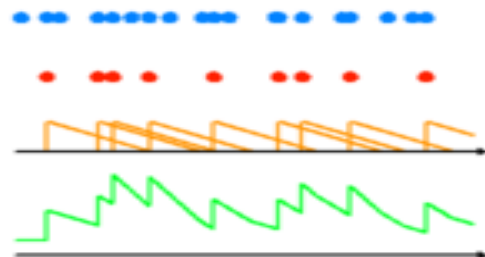


Fig. 3.7. Principe du bruit quantique

- **Bruit thermique :**

Le bruit thermique provient de l'agitation thermique des porteurs de charge. En raison du bruit thermique, le détecteur délivre un courant en l'absence de toute puissance lumineuse, appelé courant d'obscurité. Ce problème est négligeable pour des objets lumineux comme la planète Mars.

- **Bruit de lecture :**

Le processus de lecture contribue au bruit de lecture, par exemple dans un CCD lorsque les photo-électrons sont transférés le long d'une colonne vers un registre de lecture. On quantifie le bruit de lecture par son écart-type en nombre de photoélectrons par pixel. Une valeur typique de σ_{lec} est de l'ordre de quelques photoélectrons par pixel.

- **Bruit de numérisation :**

Le signal analogique est finalement converti en signal numérique, codé sur n éléments d'information (bit), ce qui permet uniquement 2^n valeurs de codage. Un signal évoluant sur une plage de 0 à I_{max} présentera, de par le codage sur n éléments d'information, une résolution minimale de $I_{max}/2^n$.

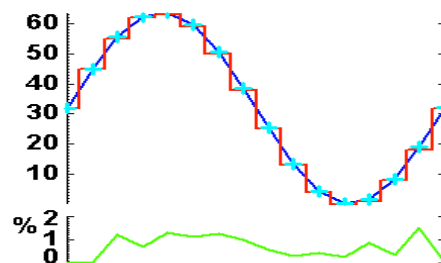


Fig. 3.8. Erreur de quantification

La camera HRSC : modes de fonctionnement

HRSC est composée de 9 capteurs CCD linéaires et la caméra SRC d'un capteur CCD à deux dimensions (cf. Tab. 3.1). Les 9 capteurs de HRSC sont parallèles entre eux et le plus souvent perpendiculaires à la trace au sol du défilement du satellite. Le mode d'acquisition standard est le "push-broom" (cf. page 56), qui profite de la trajectoire du satellite pour construire une image au cours de son déplacement. On acquiert ainsi ce qu'on appelle une "strip" comprise entre 2 latitudes données et dont la largeur peut être variable en fonction de l'altitude de la sonde. L'acquisition est continue et la surface couverte et la taille finale de l'image sont proportionnelles à la durée d'acquisition.

A chacun des 9 capteurs HRSC est associé à un filtre et une géométrie différente.

Caractéristique	HRSC	SRC
Type de détecteur	Thomson THX 7808b	Kodak KAI 1001
Nombre de pixels(Actif)	5272(5184) X 9(9)	1032(1008) X 1024(1008)
Taille du détecteur	39mm X 120mm	9.21 X 9.21mm
Taille des pixels	7 μ m X 7 μ m	9 μ m X 9 μ m
Champ de vue d'1 pixel	8.25 arcsec	2 arcsec
Capacité par pixel	420 000 e ⁻	48 000 e ⁻
Filtre	5 panchromatiques 4 couleurs	—

Tab. 3.1. Capteurs HRSC-SRC

La sensibilité des différents capteurs est donnée à la figure 3.2. Cinq capteurs, (le nadir nd, les 2 photométriques p1 et p2 et les 2 stéréo s1 et s2) couvrent une bande large centrée sur 675nm. Il est à noter qu'une longueur d'onde proche de 675nm (rouge-jaune) est fréquemment utilisée par d'autres instruments. Mars devient en effet plus brillant à cette longueur d'onde et le rapport signal sur bruit en devient meilleur. De plus, le contraste entre unités géologiques est plus marqué (cf. **Fig. 2.13**). Il existe 4 autres capteurs couleur à bande étroite. intercalés entre les 5 capteurs mentionnés ci-dessus.

Les 5 capteurs nadir, photométrique et stéréo étant orientés différemment (cf. **Fig. 3.9**) :

- **le nadir** à la verticale de la trace
- **les 2 photométriques** inclinées à 16° vers l'avant et l'arrière par rapport au nadir
- **les 2 stéréo** inclinées à 20° vers l'avant et l'arrière par rapport au nadir

Ce sont ces capteurs qui sont utilisés pour la photométrie, leurs différentes orientations donnant des configurations d'observations angulaires différentes (emergence différentes) lors des mesures multi-angulaires. Pour un point de la surface observé (ou pixel), l'observation se fait suivant des conditions d'émergence variées et une illumination (angle d'incidence) donnée. Il est à noter que l'illumination varie le long d'une *strip* suivant la latitude et également d'un bord à l'autre de cette dernière.

Filtres	Bande Centrale	Largeur de bande
Stereo1 (s1)	675nm	180nm
Infrared (IR)	970nm	90nm
Photométrique1 (p1)	675nm	180nm
Green (Gr)	530nm	90nm
Nadir (Nd)	675nm	180nm
Blue (Bl)	440nm	90nm
Photométrique2 (p2)	675nm	180nm
Red (Re)	750nm	40nm
Stereo1 (s2)	675nm	180nm

Tab. 3.2. Filtres HRSC

La caméra HRSC est performante photométriquement, elle a fait l'objet de nombreux tests et calibrations, ainsi qu'en condition aéroportée [Bucher, 2004, Kukko et al., 2005]. Elle donne aujourd'hui de bons résultats, bien qu'elle ait été soumise aux rigueurs du milieu spatial depuis bientôt 4 ans.

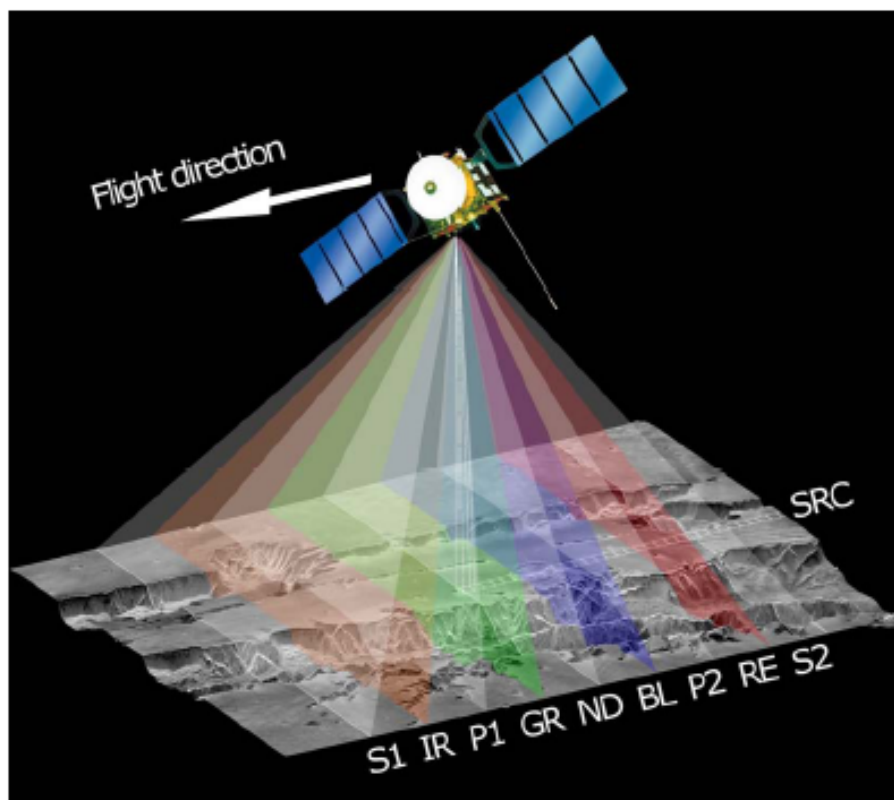


Fig. 3.9. Principe d'acquisitions multiples

La grande capacité de HRSC est la possibilité d'imager une zone donnée avec les neufs capteurs. En raison de la limite de la mémoire allouée pour chaque orbite, tous les capteurs ne sont pas utilisés à leur résolution maximale. Lors de l'acquisition les pixels d'un capteur sont alors regroupés par 2, 4 ou 8, d'où la possibilité d'utiliser plusieurs mode d'acquisition de la caméra (cf. **Tab. 3.3**). Il s'agit d'un regroupement "hardware" (regroupement des charges sous les pixels au moment de la lecture du CCD). Son intérêt est d'augmenter le rapport signal sur bruit. Le mode le plus souvent utilisé est celui qui conserve la résolution maximum pour le capteur nadir, moitié moins pour les capteurs stéréo et une résolution d'un quart pour les capteurs couleur, soit 4 (cf. **Tab. 3.3**).

Il est à noter que le capteur nadir n'implique pas systématiquement une observation en pointage vertical par rapport à la surface : des observations en vues obliques étant possibles.

d. Les observations multi-angulaires

Chaque capteur est aussi associé à une géométrie d'observation différente qui dépend de leur position respective sur le plan focal (cf. **Fig. 3.10.b**) et de l'attitude du satellite. Si l'observation est réellement en pointage nadir, les capteurs stéréos sont les plus obliques et les mieux adaptés pour l'obtention de la topographie (cf. **Fig. 3.10.a**).

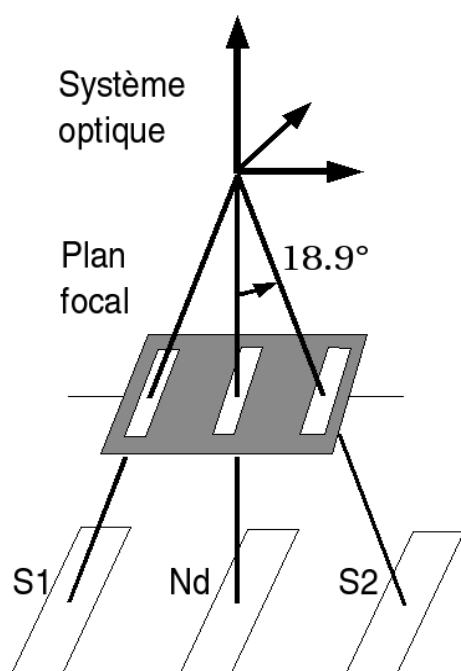
Comme les capteurs ont aussi une certaine largeur (de l'ordre de 3cm), l'émergence change aussi en fonction de la position de chaque pixel. Au maximum, la différence bord à bord atteint 24° pour chaque capteur. Dans le cas d'une observation nadir parfaite, c'est à dire avec une incidence au centre du capteur de 0° , l'émergence pour le capteur nadir atteint ainsi 12° aux extrémités Est et Ouest de l'image (si la trace au sol est Nord-Sud).

No.	Imaging Format	Macroformat				SRC contig.	datarate Mbit/s Peric.
		Nadir	Stereo	Color	Photo.		
1	Mapping Stereo	1x1	2x2	8x8	4x4	-	27,3
2	Mapping Stereo w/o Photometry	1x1	2x2	8x8	-	possible	25,3
3	Mapping Stereo w/o Color	1x1	2x2	-	4x4	possible	26,3
4	Mapping Stereo Color	1x1	2x2	4x4	4x4	-	30,3
5	Mapping Stereo Color w/o Photometry	1x1	2x2	4x4	-	possible	28,3
6	Mapping Stereo Color w/o Color	1x1	2x2	-	4x4	possible	26,3
7	Mapping Spectrophotometry	1x1	4x4	4x4	4x4	possible	24,3
8	Mapping Large Area	1x1	4x4	8x8	4x4	possible	21,2
9	Stereo High Resolution	1x1	1x1	-	2x2	-	56,6
10	Stereo High Resol. w/o Photometry	1x1	1x1	-	-	possible	48,5
11	Stereo Quint	1x1	2x2	8x8	2x2	-	41,4
12	Stereo Quint w/o Color	1x1	2x2	-	2x2	possible	40,4
13	Stereo Quint w/o Photometry	1x1	2x2	8x8	-	possible	25,3
14	Stereo Triple	1x1	1x1	8x8	8x8	-	50,0
15	Stereo Color	1x1	2x2	4x4	2x2	-	36,4
16	Stereo Color w/o Photometry	1x1	2x2	4x4	-	possible	28,3
17	Spectrophotometry	1x1	4x4	2x2	4x4	-	36,4
18	Color	-	-	1x1	-	-	64,7
19	Color w/o Red	-	-	1x1	-	possible	48,5
20	Color w/o Blue	-	-	1x1	-	possible	48,5
21	Color w/o Green	-	-	1x1	-	possible	48,5
22	Color w/o Infrared	-	-	1x1	-	possible	48,5
23	Color Stereo	1x1	2x2	2x2	-	-	40,4
24	Mapping Medium Resolution	2x2	2x2	8x8	4x4	-	15,2
25	Mapping Medium Resol. w/o Photom.	2x2	2x2	8x8	-	possible	13,1
26	Mapping Medium Resol. w/o Color	2x2	2x2	-	4x4	possible	14,2
27	Medium Resol. Spectrophotometry	2x2	4x4	4x4	4x4	possible	12,1
28	Medium Resolution Stereo	2x2	2x2	8x8	2x2	-	21,2
29	Medium Resolution Stereo w/o Color	2x2	2x2	-	2x2	possible	20,2
30	Mapping Medium Res. Large Area	2x2	4x4	8x8	4x4	possible	9,1
31	Mapping Low Resolution	4x4	4x4	8x8	4x4	possible	6,1
32	Limb Sounding	1x1	-	-	-	possible	16,2

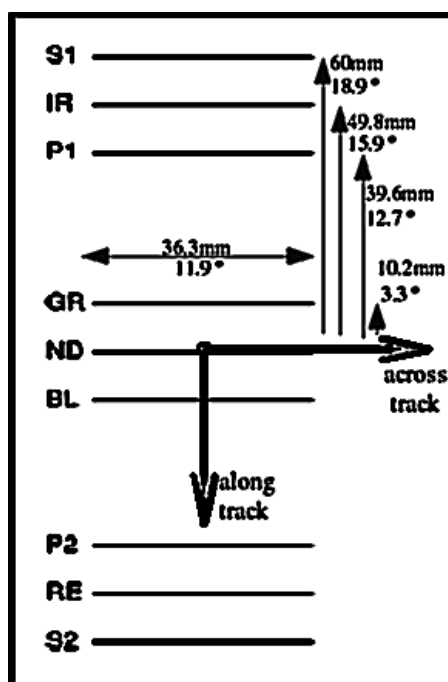
Tab. 3.3. Modes d'acquisition HRSC [Hauber et al., 2002]

Dans la direction de déplacement du satellite, les 2 capteurs les plus distants : les 2 capteurs stéréo sont séparés de 12 cm sur le plan focal (cf. **Fig. 3.10.b**) ce qui équivaut à une séparation angulaire de 37.8°. En condition nadir, l'émergence varie de $\pm 18.9^\circ$ entre les deux capteurs vis-à-vis du capteur nadir, mais cette différence au contraire du cas précédent est conservée sur l'ensemble de l'image. Une des conséquences de ce dispositif est que les 9 observations d'un même endroit ne sont pas simultanées mais décalées de plusieurs minutes.

Les conditions d'illuminations (angles d'incidence du Soleil sur un point donné) n'évoluent pas dans un intervalle de temps si court. L'azimut, c'est à dire la direction d'observation **Fig. 3.11** est l'angle qui varie le plus au cours d'une observation, surtout si l'incidence ou l'émergence sont petites. Il ne représente cependant pas des conditions géométriques éloignées.



3.10.a Relation entre position et angles

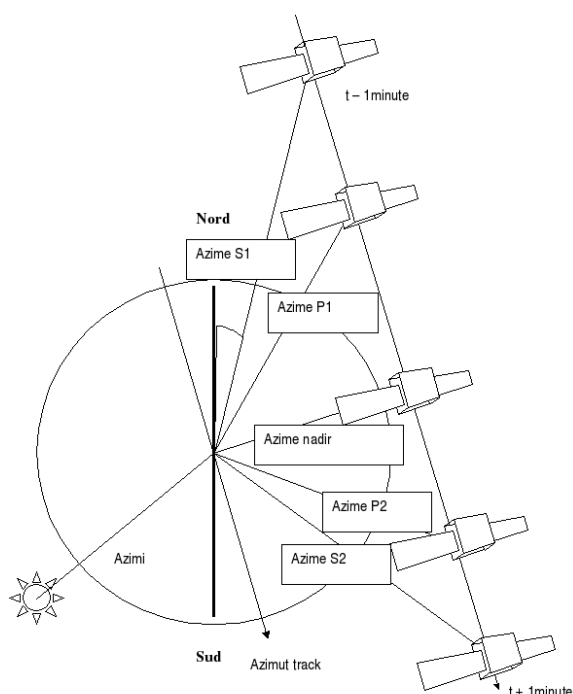


3.10.b Position physique sur le plan focal

Fig. 3.10. Position et angle des 9 capteurs lignes HRSC

(a) Relation entre position et angles : la distance focale et l'espacement entre capteurs occasionnent un angle d'observation différent même si les capteurs sont tous situés sur le même plan.

(b) Position physique sur le plan focal : Nous utilisons les capteurs s1,s2,p1,p2,nd. On peut remarquer que même les capteurs couleur auront entre eux des angles d'observation différents.

**Fig. 3.11. Déroulement d'une acquisition**

Le cercle correspond aux projections de tous les angles sur la surface au point observé.

La fauchée sur la surface de Mars est montrée au tableau **Tab. 3.4**. Elle recouvre en moyenne 1° en longitude au périaree. La longueur de chaque strip dépend de la durée de la séquence d'observation et couvre donc un domaine de latitude plus ou moins grand; On parle de bande ou 'Strip'. Dans la cas du cratère de Gusev, le nombre de strip obtenue à permet une couverture complète avec plusieurs configurations angulaires.

Superficie au sol	HRSC	SRC
pixel	10 X 10m	2.3m X 2.3m
image (fauchée)	52.2 km	2.35km

Tab. 3.4. Projection HRSC au sol a
la distance minimum (périastre) de 250km

Pour une zone donnée de Mars, plusieurs passages (réalisation de plusieurs *strip*) sont nécessaires, acquis selon des conditions d'illuminations différentes au cours de différentes orbites pour obtenir des informations sur le comportement photométrique de la surface.

Conclusion

La surface martienne possède une histoire complexe en raison des actions de processus géologiques anciens d'origine interne et liés à la présence d'une atmosphère. L'atmosphère est encore capable aujourd'hui de modifier la surface et ses propriétés photométriques. Caractériser les propriétés physiques de la surface est important pour identifier et étudier certains de ces processus géologiques. Cela est possible par l'utilisation de mesures photométriques et de modèles photométriques, tel que celui de Hapke.

En dépit de nombreuses missions utilisant l'imagerie, aucun instrument orbital n'a véritablement été dédié à l'étude photométrique de la surface martienne. Par ses capacités, la caméra HRSC représente une toute première possibilité, suivie par l'instrument CRISM.

Une couverture de données multiangulaires a été obtenue par la caméra HRSC pour le cratère Gusev, le site d'atterrissage du rover Spirit, lequel a réalisé des observations photométriques in situ à l'aide de la caméra PanCam.

Le chapitre suivant présente les données orbitales HRSC sur Gusev, leur analyse et les résultats obtenus. Cette étude apporte un angle nouveau dans la façon de documenter les processus superficiels affectant la surface martienne, et résultant d'interaction / couplage entre la surface et l'atmosphère.

Chapitre III

Photométrie sur le cratère de Gusev

1 Gusev : Contexte

Ce cratère de 160 km de diamètre est centré sur 14.5° Sud et 184.5° Ouest entre les terrains plats de l'hémisphère Nord et les hauts terrains cratérisés du Sud (cf. **Fig. 1.1**, **Fig. 1.3.a**). La topographie est de -2600m pour les remparts et -3600m pour le fond plat, ce qui laisse penser que ce cratère est à la fois partiellement rempli et possède des remparts préservés. L'albédo bolométrique (cf. **Fig. c.**) mesuré pour cette région est de 0.21 ± 0.07 (donnée PanCam), 0.23 ± 0.03 (données TES).

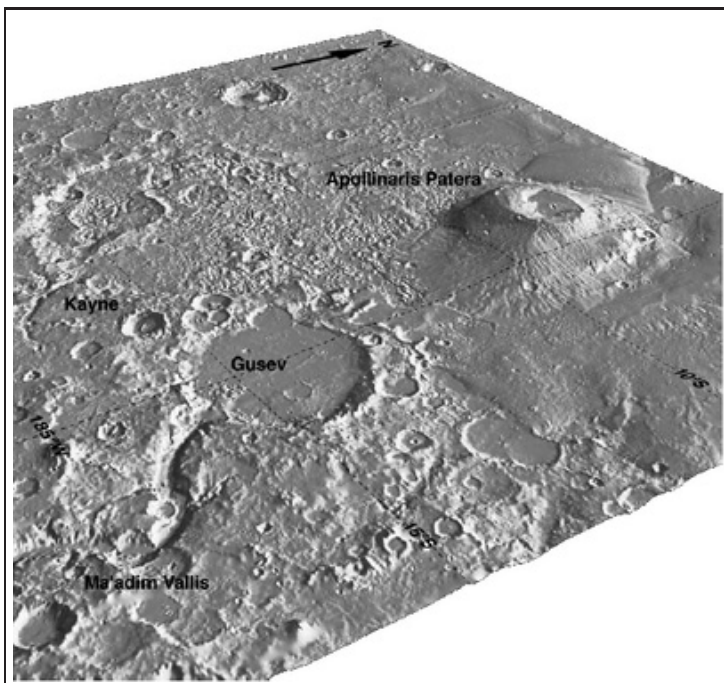
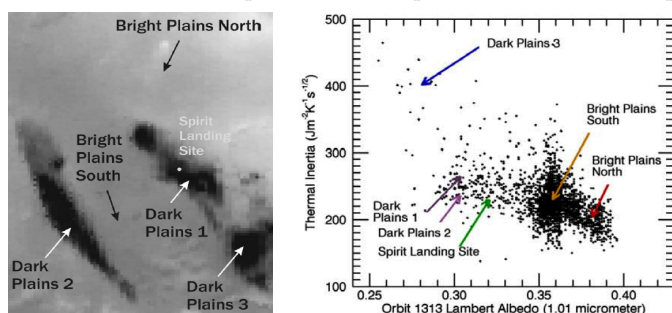


Fig. 1.1. Gusev et ses alentours [Greeley et al., 2003]
Image 'ombrée' générée à partir des données MOLA .

Le cratère a été baptisé en 1976 du nom d'un astronome Russe, Matvei Gusev (1826-1866), pionnier de la photographie argentique astronomique. La formation du cratère date de la fin du Noachien ancien soit de 4 Ga. Gusev est bordé au Sud par deux petits volcans Apollinaris Tholus et Zephyria Tholus [Crumpler et al., 2007] et au Nord par Apollinaris Patera [Robinson et al., 1993, Dalton and Christensen, 2006], un volcan dont les coulées de lave bien conservées s'étendent dans sa direction. Au Sud, la vallée de Ma'adim (Mars en hébreux) [Irwin et al., 2004] coupe les hauts terrains cratérisés sur plus de 900 km pour aboutir à l'intérieur de Gusev dans un terrain présentant des mesas.

Dans le cadre de la stratégie *Follow the water*, le rover *Spirit*, un des 2 composants de la mission *Mars Exploration Rovers* (MER) [Crisp et al., 2003, Arvidson et al., 2006b] a atterri le 3 janvier 2004 au centre de ce cratère (cf. **page 64**). Il s'agissait d'un robot, avant tout géologue, car cette mission avait pour but de rechercher toute trace d'eau présente ou passée par le biais d'analyses chimiques et d'études morphologiques de la surface. Ce site a été choisi parce que l'embouchure de Ma'adim Vallis et les formations stratigraphiques à proximité laissaient penser que Gusev pouvait au cours de son histoire avoir abrité un lac gelé. Si cette hypothèse était vérifiée, on pouvait alors s'attendre à trouver des sédiments et des indices d'un épisode climatique différent de celui que connaît la planète Mars aujourd'hui.

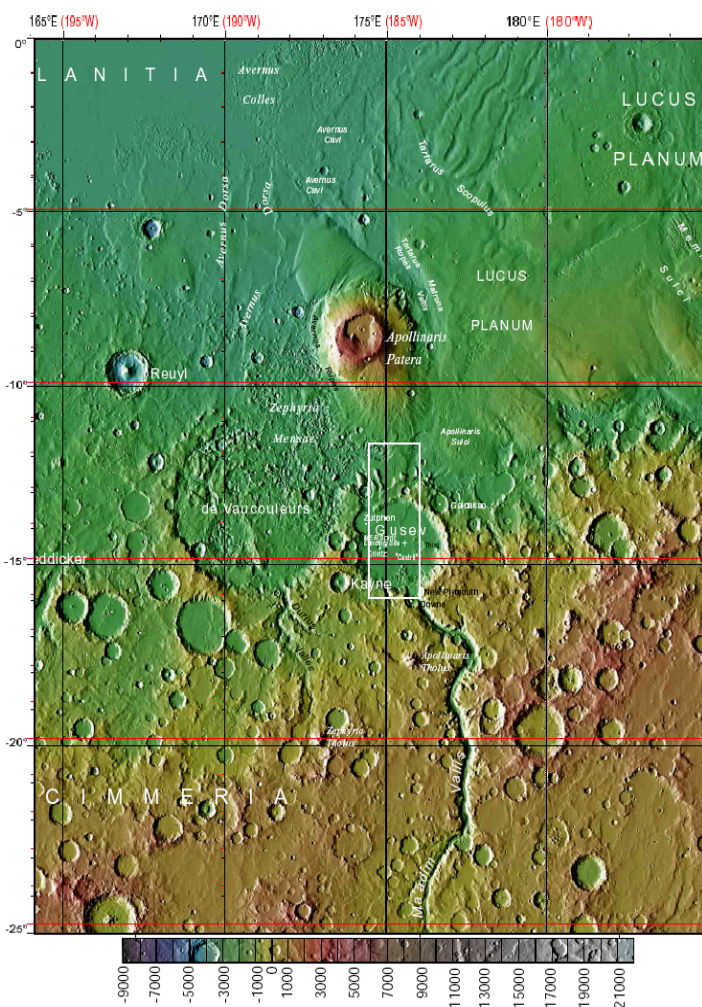


1.2.a Répartition spatiale 1.2.b Albédo et inertie thermique

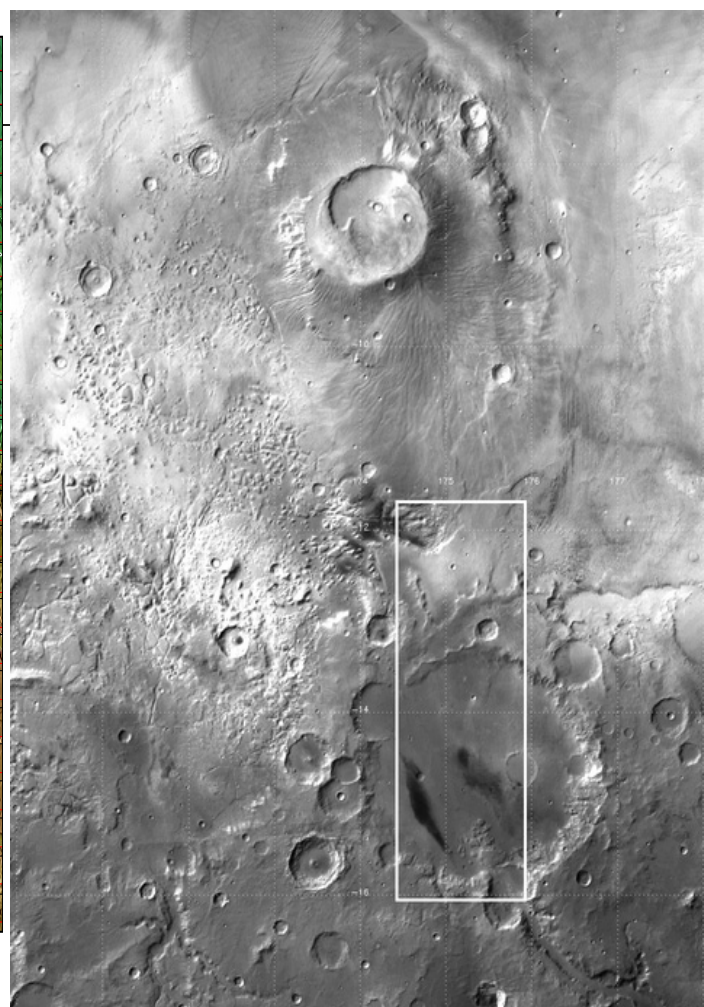
Fig. 1.2. Unités sombres du centre de Gusev
Ces formations prédominent en imagerie visible.
[Lichtenberg et al., 2006]

C'est une région ventée. Les modélisations réalisées à l'échelle globale puis régionale proposent une direction dominante Sud-Est - Nord-Ouest qui s'inverse avec une fréquence diurne [Toigo and Richardson, 2003]. De nombreuses structures éoliennes sont présentes *in situ* [Greeley et al., 2004] et la distribution très homogène des roches est un indicateur d'une surface redistribuée [Ward et al., 2005]. La concentration de poussière, appelée (DCI) pour *Dust Cover Index*, s'étale de 0.93 à 0.97.

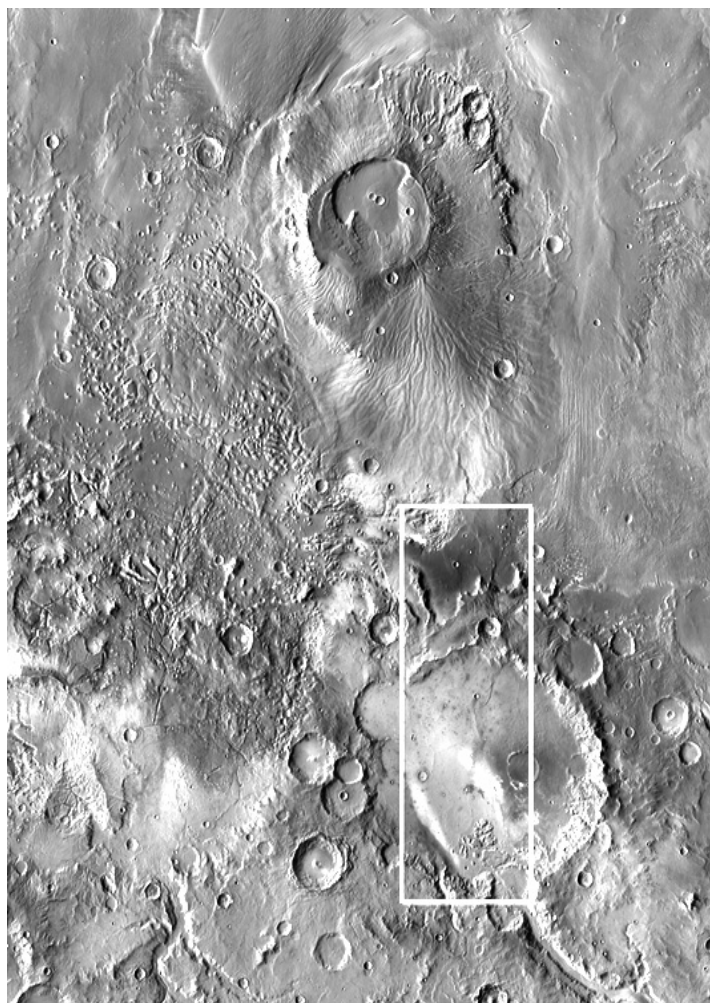
L'inertie thermique, en revanche (cf. **Fig. 1.2.b**, **Fig. 1.3.d**), montre que cette pellicule est trop peu épaisse pour affecter le signal thermique contrôlé par les propriétés physiques des couches sous-jacentes. Les contours des unités sombres au sein de Gusev (cf. **Fig. 1.2.a** et **Fig. 1.3.b**) correspondent à ceux retrouvés en infrarouge de jour (cf. **Fig. 1.3.c**). Ce n'est pas le cas sur les images en infrarouge de nuit (cf. **Fig. 1.3.d**). Ces régions sombres invisibles en observation nocturne accréditent l'idée qu'une fine couche de poussières brillantes a été ôtée par endroit pour révéler un substrat plus uniforme.



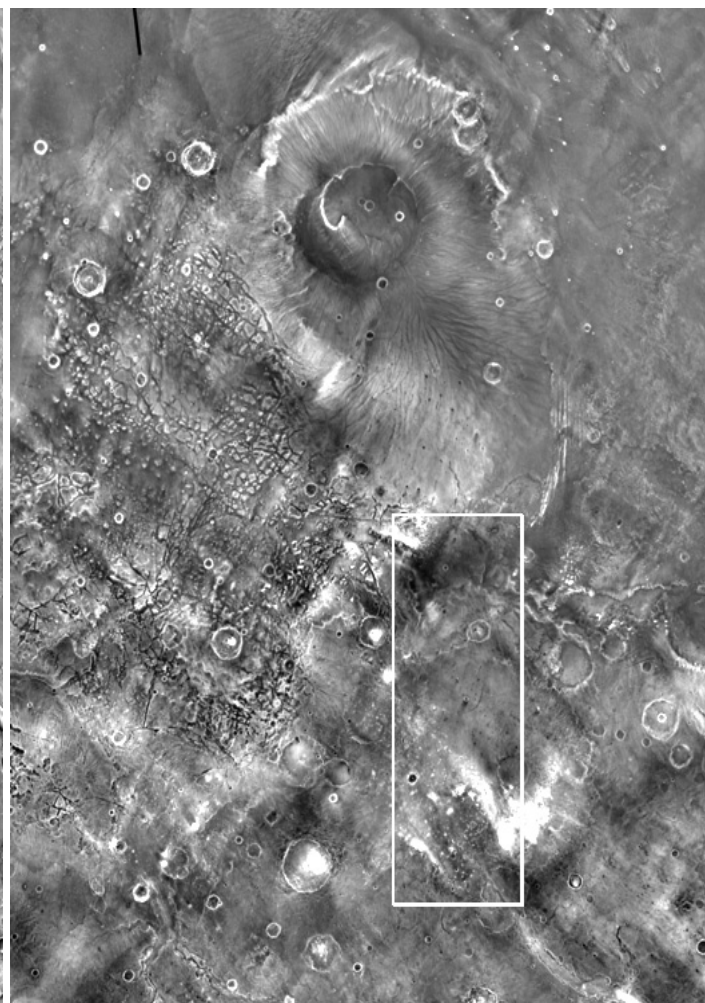
1.3.a Topographie (m) MOLA (cf. page 56) et principales formations



1.3.b Image visible MOC WA (cf. page 56)



1.3.c THEMIS-IR de jour [Christensen et al., 2005].



1.3.d THEMIS-IR de nuit [Christensen et al., 2005].

Fig. 1.3. Contexte de Gusev Le cadre blanc délimite la zone d'étude retenue (cf. page 102).

III.1.1 Etudes antérieures

Au cours des premiers travaux sur cette région, Scott and Carr, 1978 ont constaté une diversité de surfaces, couvrant chronologiquement le Noachien supérieur et l'Amazonien. Les remparts de Gusev semblent notamment avoir été incisés à plusieurs endroits par des écoulements d'eau. Une tache sombre sur laquelle nous reviendrons, d'orientation Sud-Est / Nord-Ouest était interprétée comme une surface au sein de laquelle au moins une partie des particules les plus fines (dust) avait été otée, révélant des grains plus larges (sable) et/ou un sol plus sombre (cf. **Fig. 1.6**).

Au début des années 1990, a émergé l'idée que Gusev aurait abrité un lac [Scott and Carr, 1987], [Scott and Chapman, 1995]. La carte présentée **Fig. 1.4** interprète toutes les unités comme d'origine lacustre. La nature en réalité basaltique de la surface [Greeley et al., 2005b] contredit cette hypothèse mais on ne sait rien des couches plus profondes. L'hypothèse fluviale dominera jusqu'à l'arrivée de Spirit.

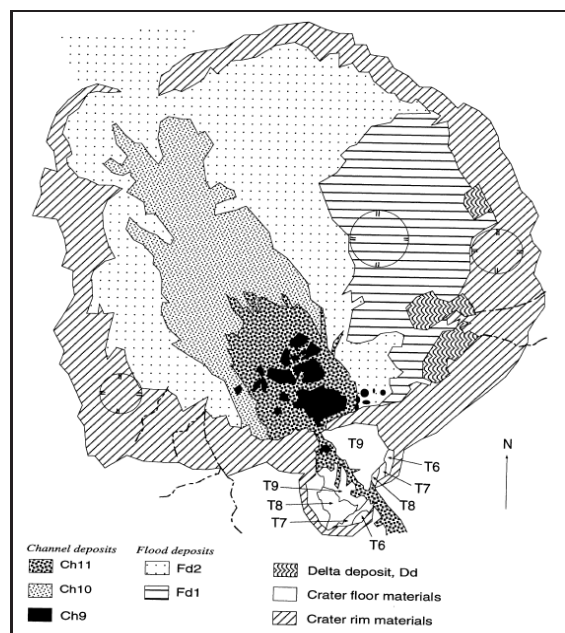


Fig. 1.4. Carte Géologique obtenue à partir des données Viking. [Landheim et al., 1994]

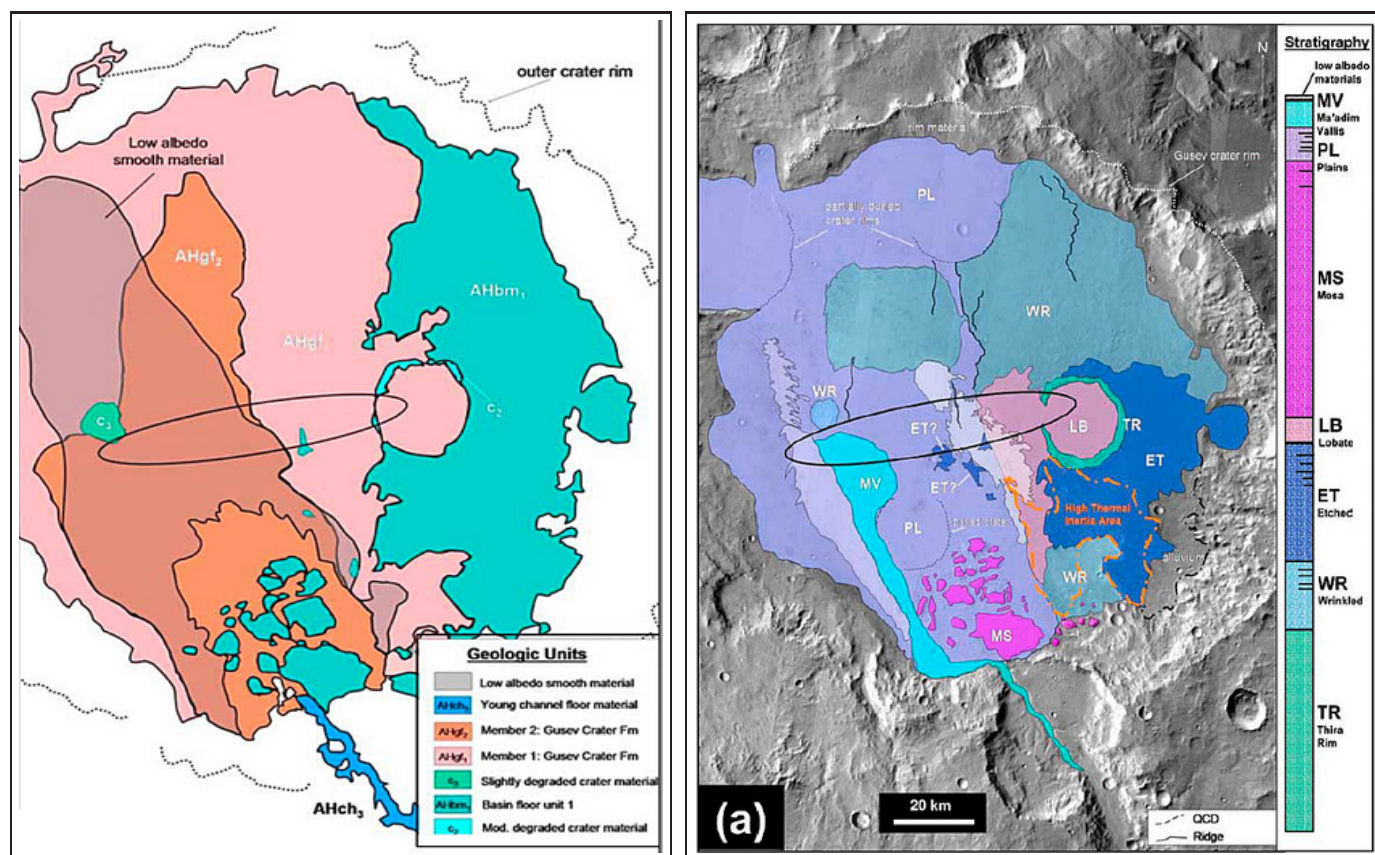
A partir des nouvelles données Viking à 100m de résolution, une nouvelle carte a été établie par [Kuzmin et al., 1997, 2000]. Cette étude (cf. **Fig. 1.5.a**) fait apparaître la diversité des unités morphologiques et met en évidence l'action du vent durant les dernières périodes de l'histoire de cette région. A l'instar de la première carte, une distinction est faite entre Est et Ouest, mais la frontière entre ces 2 unités n'est plus la même. Au contraire, on retrouve la grande étendue sombre sur ces 2 cartes (cf. **Fig. 1.4** et **Fig. 1.5.a**) qui disparaîtra 3 ans plus tard.

Avec les nouvelles données THEMIS, MOC, MOLA et TES (cf. **page 56**), il est devenu possible d'aller beaucoup plus loin dans l'étude de cette région, notamment d'observer le comportement thermophysique en relation avec la morphologie du terrain et d'étudier grâce à une résolution verticale précise les différentes séquences stratigraphiques. De nombreuses couches sont en effet présentes au sein de Gusev, ce qui montre que cette région a subi plusieurs cycles de déposition/érosion [Milam et al., 2003], le processus de formation de ces strates restant lui encore inconnu. Parmi les phénomènes possibles, on peut envisager une cause fluviale, lacustre, volcanique et/ou éolienne.

Le critère spectroscopique a été récemment rajouté. Le sol est un mélange de basalte et de poussière. La faible variabilité indique que la surface en est recouverte.

En se basant sur les données d'inertie thermique, 7 régions sont distinguées (cf. **Fig. 1.5.b**) :

- **L'embouchure de Ma'adim Vallis (MV)**
- **Les plaines (Pl)** à l'Ouest, possédant des cratères de forte inertie thermique.
- **Les mesas (MS)**, plateaux incisés.
- **Un terrain au Centre Est** montrant une bordure lobée (Lb) dans le cratère Thyra.
- **Au Sud-Est, un terrain découpé 'Etched' (Et)**, plus rugueux, fortement érodé.
- **Au Nord-Est, un terrain ridé 'Wrinkle' (Wr)**, présentant des formations allongées Nord-Sud. Contrairement à l'unité (Pl), les cratères en son sein ont une faible inertie thermique.
- **Le rempart du cratère Thyra** au Centre.
- **Et de petites surfaces sombres** (cf. **Fig. 1.2.a**), liée à l'activité éolienne et remplaçant la grande étendue sombre présente sur les images Viking (cf. **Fig. 1.8**).



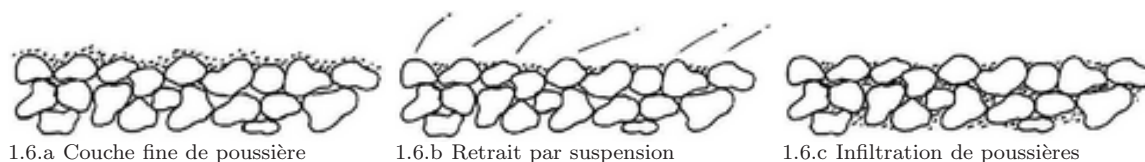
1.5.a [Kuzmin et al., 1997, 2000]

1.5.b [Milam et al., 2003]

Fig. 1.5. Cartes Géologiques de Gusev

Les rides présentes à la surface sont plutôt associées à des structures volcaniques de refroidissement [Greeley et al., 2005b], et la présence possible de petits édifices volcaniques est suggérée dans la partie Est. Une origine volcanique suivie d'une érosion éolienne plus ou moins marquée est mise en avant aujourd'hui pour expliquer toutes les unités présentes [Squyres et al., 2006a]. Un épisode lacustre ancien ne peut être exclu mais si tel est le cas, il serait recouvert à présent de dépôts volcaniques. Il est possible que certains cratères aient percé cette couche volcanique, ce qui mettrait à jour des unités sédimentaires.

La surface sombre du centre montre à haute résolution les traces curvilignes de tourbillons (cf. **Fig. 1.11**) [Greeley et al., 2003]. Des observations *in situ* à l'aide du Microscopic Imager [Herkenhoff et al., 2006] ont permis de constater à l'intérieur d'une des traces laissées par un de ces tourbillons, une plus faible quantité de poussière apparente à la surface [Greeley et al., 2006a]. La poussière a migré en partie en dessous de particules plus grosses, à l'instar de ce que l'on peut observer lors d'un tamisage (cf. **Fig. 1.6**). Cette explication ne nécessite pas un transport important de matière mais juste un réarrangement entre particules, ce qui rend ces phénomènes beaucoup plus probables et explique leur fréquence malgré une atmosphère ténue.

**Fig. 1.6.** Mécanisme d'assombrissement de surface (Wind Streak) [Greeley et al., 2005a]

Deux nouvelles cartes thermophysiques ont été publiées (cf. **Fig. 1.7**) à partir des données TES et THEMIS; elles mettent en évidence la différence régionale entre le Nord et le Sud, et entre l'Est et l'Ouest à l'intérieur de Gusev. Les vents dominants canalisés par l'embouchure de Ma'adim Vallis ont pu éroder et dégager des affleurements rocheux laissant apparaître une unité plus sombre.

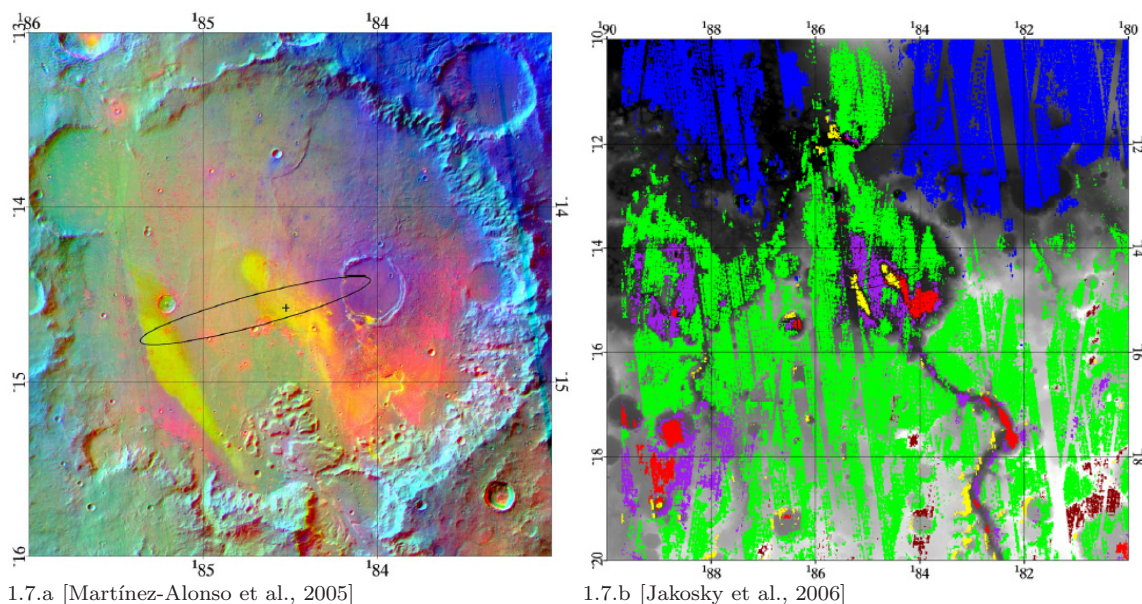


Fig. 1.7. Carte thermophysique de Gusev : (a) carte déduite des données THEMIS : compositage RVB avec Rouge=THEMIS IR de nuit ; Vert=THEMIS IR de jour ; bleu=MOC WA
(b) carte déduite des données TES : vert=plaine, marron=montagne, rouge, violet, blue=inertie thermique forte, intermediaire, faible

III.1.2 Evolution de l'albédo de surface

Sur 3 décennies, Mars a vu sa surface à l'échelle du kilomètre changer de plus de 10% en albédo pour plus d'un tiers de sa surface [Geissler, 2005]. Le cratère de Gusev fait partie de ces régions (cf. **Fig. 1.8** et **Fig. 1.9**). Le fond du cratère change d'aspect au cours des mois; il semble que l'évolution ne concerne que la couche de poussière et un réaménagement des grains plus gros.

Un facteur de l'évolution du sol est l'apparition puis l'atténuation progressive des traces laissées par des centaines de tourbillons dont nous avons déjà parlé (cf. **page 73**). Ils perturbent localement la surface (cf. **Fig. 1.6**). Ce phénomène n'est pas la cause principale, mais agit quotidiennement pendant la période chaude, lorsque les forts gradients de température permettent la formation de vortex.

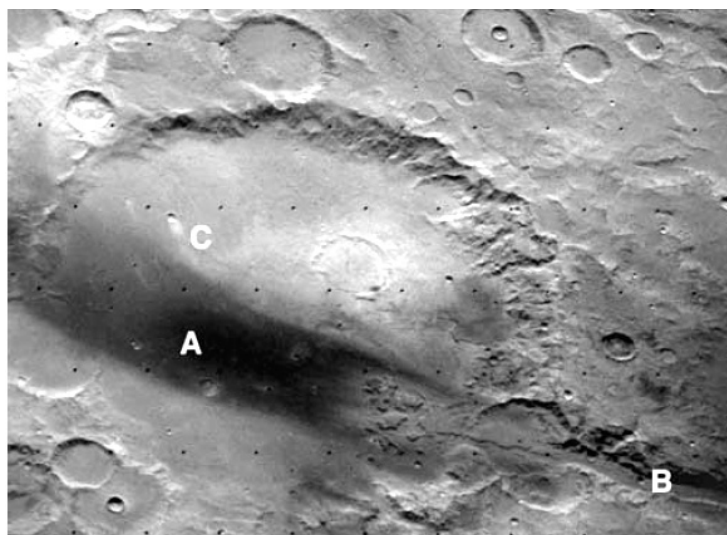


Fig. 1.8. Vue oblique de Gusev en septembre 1976 montrant une zone sombre (A) : alignée avec l'embouchure de Ma'adim Vallis (B) : On peut aussi noter des formations claires à proximité des petits cratères (C) : Image Viking 088A70 : $i = 41^\circ$, $e = 40^\circ$, $g = 79^\circ$ [Greeley et al., 2003]

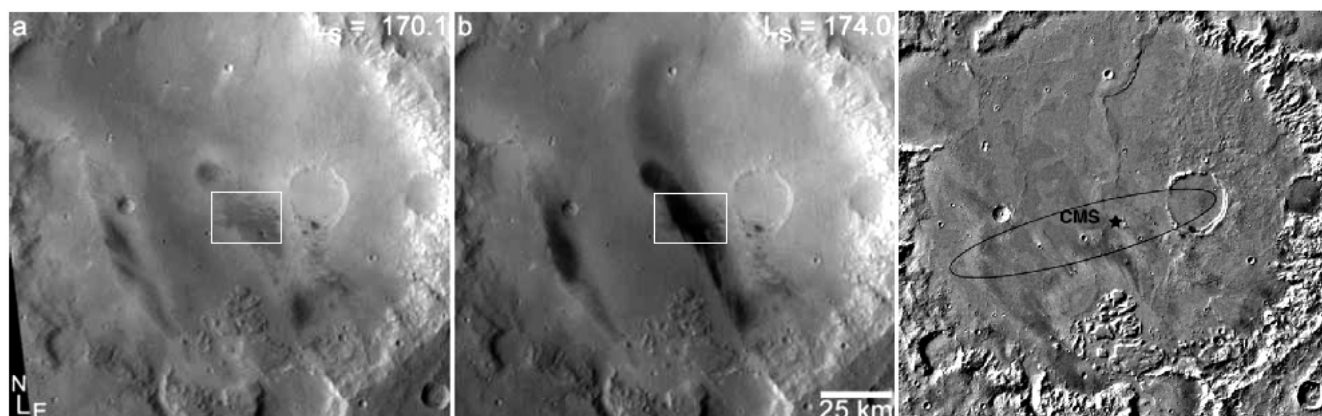


Fig. 1.9. Changement d'albédo régional observé entre (a) le 5 mars et (b) le 12 mars 2005. 100m/pix. Cette modification brutale n'est pas due aux tourbillons de poussière mais à une tempête régionale [Cantor et al., 2006]. Image MOC WAR S04-00238 et S04-00558 corrigée radiométriquement en prenant pour indice de Minnaert, $k = 0.7$. La troisième carte (c) est issue des données Viking (Atlas MDIM-2) datant de 1976.

Ces changements sont suivis depuis l'orbite, tout particulièrement Gusev qui a été observé maintes fois pour soutenir et compléter les analyses *in situ*. Au sol, au cours de l'hiver, Spirit a observé pendant 6 mois l'évolution de réflectance du versant Sud de Husband Hill, l'un des 7 sommets que comptent les collines Columbia (cf. **Fig. 1.10**). C'est sur ce même versant sud que se trouve l'unité *El-Dorado* formée de dunes très sombres (albédo bolométrique de 0.13) et qui a par ailleurs été atteinte par le rover. Les variations sur 2 années sont présentées sur la figure **Fig. 1.11** (résolution spatiale d'une dizaine de mètres par pixel). Le changement d'apparence est fortement visible entre les 2 acquisitions. On remarque ainsi que les bordures de la tache sombre sont moins bien marquées et que le nombre de traces dues au *wind streaks* semble avoir diminué.

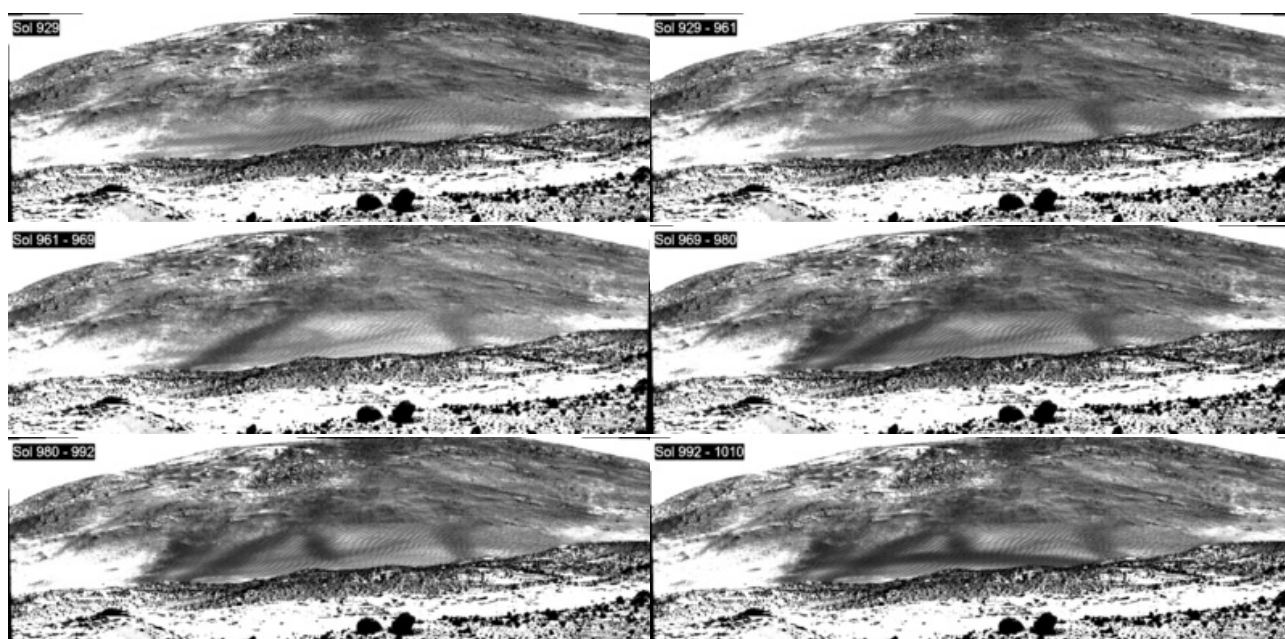


Fig. 1.10. Évolution progressive de l'unité sombre "El-Dorado" durant 6 mois (1^{ère} partie). Les chiffres indiquent la durée en jour martien (sol) depuis l'atterrissage de Spirit. Les images ont subi le même traitement.

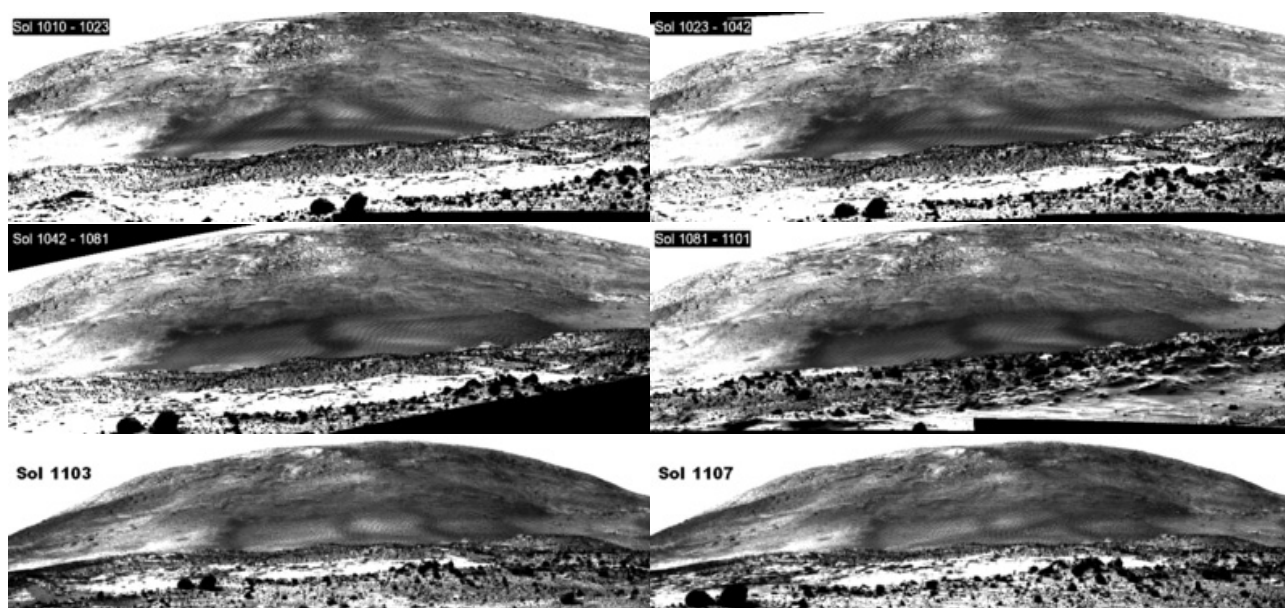


Fig. 1.10. Évolution progressive de l'unité sombre "El-Dorado" durant 6 mois (2nd partie)
Les chiffres indiquent la durée en jour martien (sol) depuis l'atterrissage de Spirit.

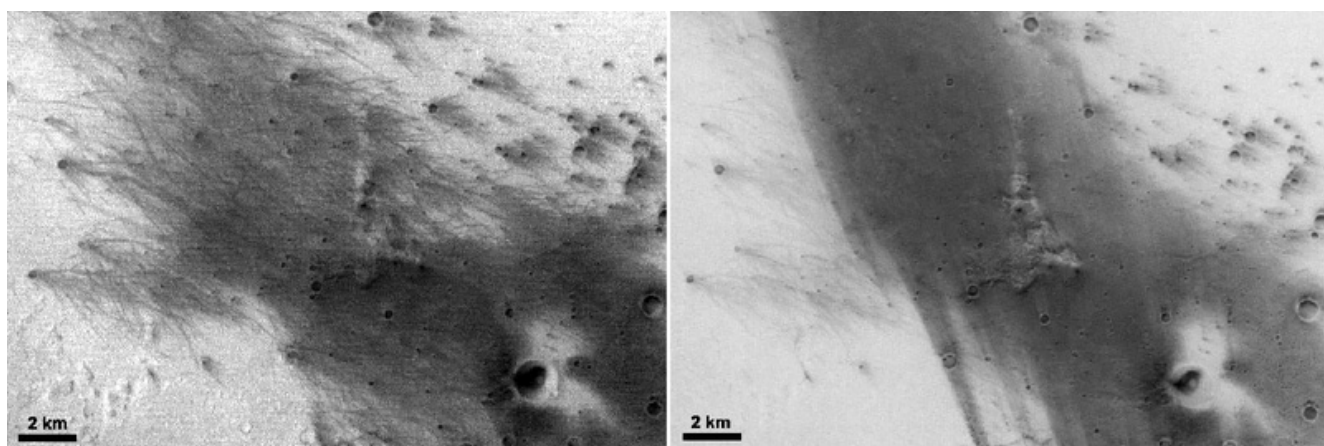


Fig. 1.11. Changement d'albédo local centré sur Spirit (centre de la figure précédente).
La première (Orbite 24) date de janvier 2004 et la seconde (orbit 2271) d'octobre 2005. [Greeley et al., 2005a]

Plus rares mais beaucoup plus efficaces, les tempêtes ne laissent pas de texture filamenteuse sur le sol contrairement aux *wind streaks*. Une a eu lieu en mars 2005, assombrissant un peu plus la partie centrale du cratère et étendant cette unité sombre vers le Nord. L'avancée de la tempête a été suivie de jour en jour dans le cadre de la surveillance atmosphérique (cf. **Fig. 1.12**). Nous pouvons constater le changement d'aspect causé par cette tempête sur la figure **Fig. 1.9**, résultant en un assombrissement moyen de l'ordre de 0.05 en facteur de reflectance (cf. **page 13**).

Les régions touchées par la tempête sont au coeur de toute la zone explorée par Spirit et on note aussi que cette tempête est survenue au milieu de notre période d'observation, dans la série temporelle des données HRSC dont nous disposons.

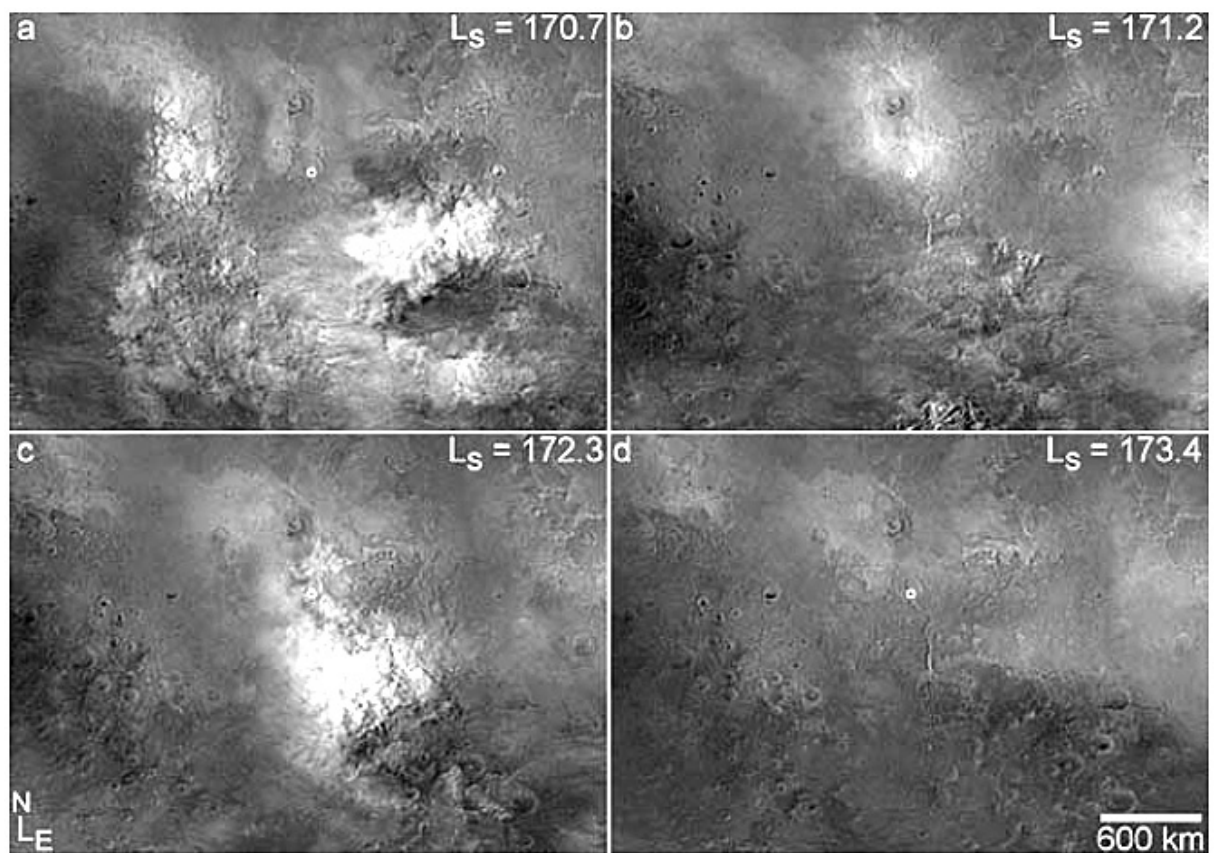


Fig. 1.12. Evolution de la tempête (a-d) : 6, 7, 9 et 11 mars 2005
 Cercle blanc : Gusev, MOC WA 6km/pix, $\{-40; +10^\circ\text{N}, 155; 215^\circ\text{W}\}$

Gusev : Acquisition et traitement des données HRSC

Comme nous venons de le voir, la zone de Gusev a été naturellement la cible de nombreuses observations par divers instruments, y compris par la caméra HRSC (cf. partie II **page** 81). Plusieurs études préliminaires ont d'ailleurs été faites sur les premières données orbitales HRSC acquises sur la région de Gusev. On peut mentionner :

- **une étude de l'opacité atmosphérique** [Hoekzema et al., 2004] à partir du contraste entre les terrains illuminés et à l'ombre de l'orbite 24,
- **une étude spectrale** [Martin et al., 2005] sur les images couleurs ('red' 'green' et 'blue') de l'orbite 24, afin de caractériser des types de terrains,
- **une étude comparative** [Greeley et al., 2005a] entre les données des orbites 24 et 72 pour mettre en évidence les changements de surface.

En tenant compte de ces travaux préliminaires, notre but a été de plutôt de s'intéresser à l'ensemble des images acquises au-dessus de la zone de Spirit, afin de décrire le mieux possible la fonction de phase pour tous les pixels et d'explorer la possibilité de déterminer les paramètres liés à la surface des différents modèles photométriques que nous testerons. Nous espérons prouver que la détermination de ces paramètres est possible à partir de données orbitales (HRSC dans notre cas) et que les résultats trouvés seront cohérents avec la littérature concernant les données *in situ* [Johnson et al., 2006a,b].

III.2.1 Images acquises et sélection de la zone d'étude

En janvier 2007, 10 orbites ont fourni des images du cratère de Gusev et de ses environs (cf **Tab. 2.1** et **Fig. 2.2**) Ces acquisitions sont étendues dans le temps. 5 opportunités d'acquisition ont été utilisées en 2004, 3 en 2005 et 2 en 2006 ; 5 durant l'été dans l'hémisphère Sud (Ls : 0-180°), 5 durant l'hiver. Cet intervalle de temps a beaucoup d'importance concernant les conditions météorologiques mais aussi malheureusement sur les variations photométriques de la surface. On retrouve cependant 3 couples d'orbites acquises à quelques jours d'intervalle : {637;648}, {2249;2271} et {2685;2729}. Cette similarité provient de la trajectoire de Mars Express répétant un même passage, avec un décalage de 1° en longitude toutes les 11 orbites (≈ 3 jours). Du fait de ce faible écart, les conditions d'ensoleillement (point sub-solaire) sont conservées au degré près.

Orbite Name	DLR input Version	Acquisition Time	Ls (°)	Sub Solar Latitude	Sub Solar Longitude	<i>i</i> (°)	<i>e</i> (°)	<i>g</i> (°)	Spec. (°)	τ
h0024_0000	14	16 Jan. 2004	334	-10.6 °	153.2 °E	25	24-31	49-53	8-25	0.9
h0072_0000	11	01 Fev. 2004	342	-7.1 °	154.1 °E	25	54-56	30-38	78-81	0.8
h0637_0000	7	20 Jui. 2004	63	22.2 °	-109.8 °E	78	4-32	73-88	84-90	0.3
h0648_0000	10	23 Jui. 2004	64	22.5 °	-109.7 °E	78	6-32	77-91	81-98	0.3
h0987_0000	4	26 Oct. 2004	106	24.2 °	119.8 °E	69	8-22	56-76	70-88	0.3
h1879_0000	2	02 Jui. 2005	241	-22.0 °	94.0 °E	80	5-25	75-91	77-94	1.3
h2249_0001	2	14 Oct. 2005	306	-20.1 °	171.9 °E	10	13-25	19-32	12-29	0.8
h2271_0000	2	20 Oct. 2005	309	-19.1 °	174.5 °E	7	6-22	8-28	10-28	0.8
h2685_0000	3	13 Fev. 2006	11	-4.7 °	-115.8 °E	68	38-64	74-83	88-134	<0.8
h2729_0000	4	25 Fev. 2006	16	7.2 °	-117.6 °E	67	10-19	75-80	59-62	<0.8

Tab. 2.1. Orbites HRSC acquises dans la région de Gusev (fin 2006). τ : opacité (cf. **page** 25)

Ls : Longitude Solaire (cf. **page** 70), Spec. : (cf. **page** 11), Version : données téléchargées

jaune, rouge, brun : incidence normale, moyenne, rasante

Nous voyons sur la **Fig. 2.1** que les conditions atmosphériques présentent 2 saisons distinctes. Durant l'été, l'opacité décroît doucement malgré la présence de la ceinture équatoriale de nuages suivie de brusques sursauts à partir de la longitude solaire : $L_s = 140^\circ$. Les données d'opacités sont connues pour les orbites 24 à 2271, mais pas pour les 2 plus récentes (2685 et 2729). Si l'on suppose que les périodes clémentes se reproduisent d'une année à l'autre, les orbites 2685 et 2729 durant l'hiver devraient être acquises sous des conditions de transparence acceptables ($\tau < 0.7$). Les orbites 637, 648 et 687 sont très sensibles à l'opacité et à la diffusion atmosphérique [Kinch et al., 2007] parce que le soleil était bas sur l'horizon au moment de leur acquisition. Cependant, l'atmosphère était alors transparente ($\tau = 0.3$) (cf. **page 25**).

Ces bonnes conditions nous ont permis de conserver ces orbites. Au contraire, l'orbite 1879 a été acquise en atmosphère opaque ($\tau = 1.3$). Cela affecte trop fortement sur la photométrie associée à cette orbite. Nous n'avons pas pris cette orbite en compte pour la suite des travaux.

Pour notre étude, nous nous sommes intéressés uniquement à la longueur d'onde 675 nm, car elle concerne 5 capteurs (nd, p1, p2, s1 et s2) sur les 9 que comporte HRSC, et donc multiplie d'autant le nombre d'images acquises pour un seul canal, contrairement aux autres canaux couleurs (cf. **Tab. 3.2**).

Ainsi pour une orbite donnée, on peut avoir jusqu'à 5 images acquises de la même zone, avec des conditions d'incidence quasi-identiques, mais avec des angles d'émergence (donc de phase) différents, à priori utiles pour une étude photométrique [Neukum and Jaumann, 2004, McCord et al., 2007].

Malheureusement, il y a trop de limitations pour cela si on se limite aux données d'une seule orbite :

- **influence** possible de l'atmosphère,
- **conditions géométriques** pas assez variées (variation n'excédant pas $2 \times 18,9 = 37,8^\circ$ en émergence) ;

[Pinet et al., 2006] et [Jehl et al., 2006] ont montré que cette limitation ne permet pas de décrire correctement la fonction de phase.

Pour les 10 orbites concernant Gusev, entre 2 et 5 images ont été prises par orbite, soit un total de 42 images acquises pour le seul canal panchromatique 675nm, un point pouvant avoir été vu jusqu'à 36 fois au maximum (voir **Tab. 2.2** et **Fig. 2.9.a**). Ce jeu nous permet de construire une fonction de phase beaucoup plus complète par rapport à l'utilisation d'une seule orbite.

En cherchant l'intersection géographique de ces 42 images, nous avons pu délimiter une zone d'étude pour la suite (la plus « mitraillée » par la caméra), celle-ci s'étendant :

- entre $174^\circ 32' 22.27''$ E et $176^\circ 3' 4.05''$ E en **longitude**,
- entre $11^\circ 36' 36.65''$ S et $15^\circ 59' 23.24''$ S en **latitude**.

Cette zone couvre 90 km en longitude, centré sur $175,17^\circ$ E et 260 km en latitude, centré sur $13,47^\circ$ S. Elle ne couvre pas le cratère de Gusev entièrement d'Est en Ouest. Néanmoins sont présents les remparts Nord et Sud du cratère, une partie des flancs d'Apollinaris Patera, ainsi que les bordures de Zephyria Mensae au Nord-est, et Apollinaris Sulci au Nord-Ouest (cf. **Fig. 2.2**).

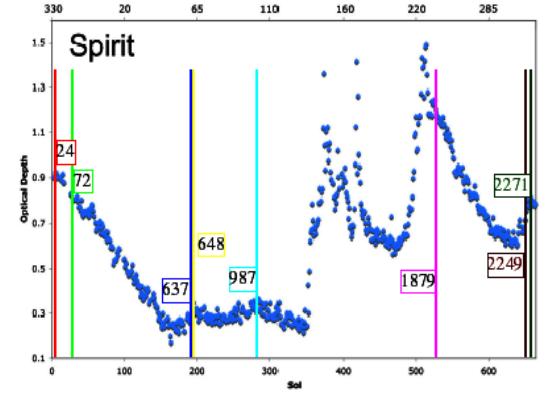


Fig. 2.1. Opacité atmosphérique (cf. **page 25**) [Bell et al., 2006a], [Lemmon and Athena Science Team, 2006]

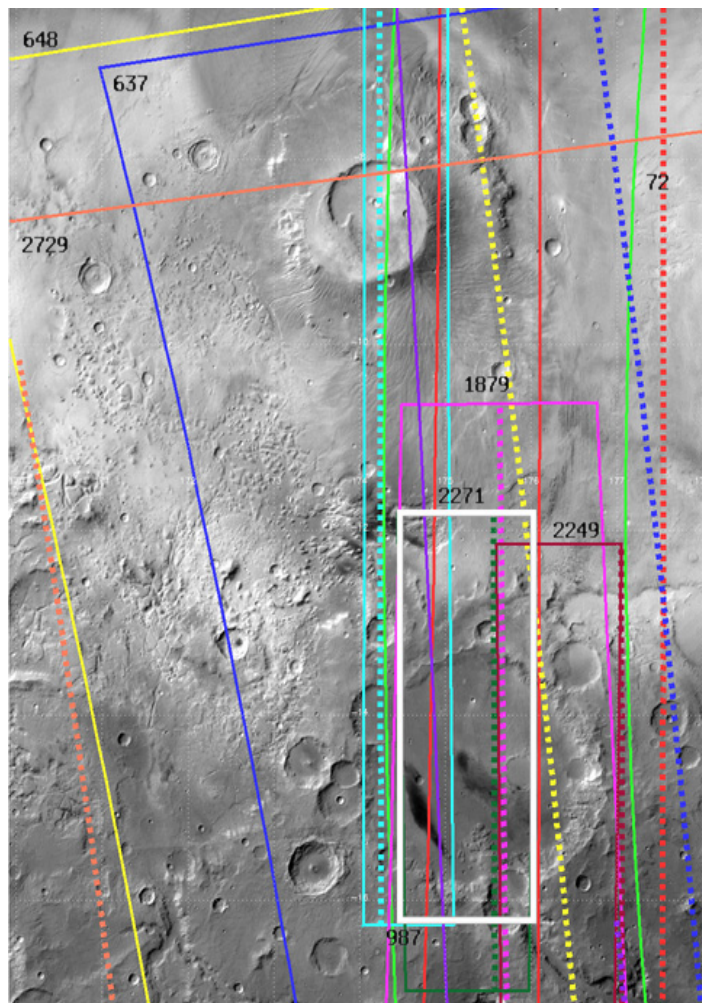


Fig. 2.2. Couverture des images **HRSC** sur fond **MOC WA** (cf. page 56) En blanc : zone d'étude retenue

Toutes les orbites n'ont pas couvert le site d'atterrissage. Certaines ont imageé des zones plus à l'Ouest, comme la 987, ou plus à l'Est, comme la 2249. Sur les 42 images, seules 25 contiennent le site d'atterrissage.

Après la pré-sélection des orbites et de la zone d'étude, nous avons ensuite traité les 42 images, afin d'obtenir un cube calibré photométriquement et géoréférencé, avec les conditions angulaires associées (incidence, émergence et phase pour chaque pixel de chaque image).

III.2.2 Chaîne de traitement des images HRSC

a. Images de niveau 1 et de niveau 2

Les images, telles qu'elles sont délivrées par le DLR, sont dites de niveau 2, car elles ont déjà subi plusieurs corrections [Scholten et al., 2005] :

- après téléchargement en provenance de Mars Express, les données sont considérées de **niveau 0** ;
- les données de **niveau 1** sont issues de la décompression des données de niveau 0 ;

La compression utilisée sur HRSC est une compression avec perte appartenant au standard jpeg (cf. <http://www.jpeg.org/>), avec une décomposition de l'image en bloc 8*8, une transformation dans le plan fréquentiel, un filtrage passe-bas, un codage RLE et enfin un codage de Huffman. La perte d'information a lieu uniquement lors du filtrage passe bas et la perte est très limitée. Des trames de compression sont cependant parfois visibles (cf. **Fig. 2.3**). Les taux de compression constatés pour nos 42 images varient entre 5 et 15 (cf. **Tab. 2.3**) ; Ce taux est choisi automatiquement en fonction du contraste des acquisitions et peu être différents pour chaque ligne acquise.

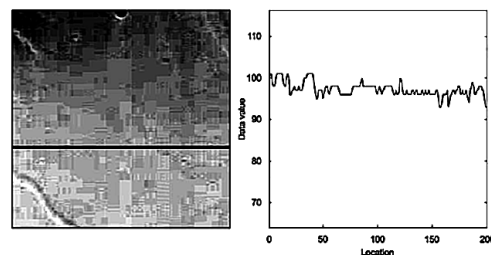


Fig. 2.3. Effet de compression HRSC sur la fluctuation des niveaux de gris. Taux de compression >10 Capteur Rouge [McCord et al., 2007].

Nos données souffrent beaucoup plus de la présence de l'atmosphère que de la compression. Il aurait été cependant souhaitable que cette compression dans le cas d'observations très courtes ou de très faibles intensités (illumination rasante) puisse être facultative.

- les données de **niveau 2** sont issues de la calibration radiométrique des données de niveau 1 : correction des effets instrumentaux (température des détecteurs, courant noir d'obscurité – dark –, non-uniformité du détecteur – flat –, non-linéarité des détecteurs, ...) avant conversion, soit en radiance, soit en réflectance (plus précisément en facteur de radiance RADF) par l'application d'une transformation linéaire.

b. Images de niveau 3

Les données de niveau 3 sont construites en 2 étapes :

- **On géoréférence d'abord les données de niveau 2**, c'est-à-dire qu'on les transforme en carte géographique (bidimensionnelle, avec une projection cartographique associée) ; les données de niveau 2 ne sont, rappelons-le, qu'un assemblage de lignes successives acquises en séquence dans le temps, car les 9 capteurs sont monodimensionnels. Cela nécessite de prendre en compte les effets de distorsion liés à la caméra, ainsi que la position et l'orientation (attitude) à chaque instant de la sonde, et donc de l'instrument, afin de calculer le point géographique visé par chaque pixel d'une barette CCD. La détermination de ces coordonnées pour l'ensemble des pixels de toutes les lignes permet d'obtenir un premier jeu de données géoréférencées, sous une projection cartographique donnée.

- **Si on considère les 9 images obtenues simultanément au sein d'une orbite**, elles ne sont pas directement superposables pixel à pixel, car elles ont été acquises sous des angles d'émergence différents et possèdent donc des déformations locales qui augmentent avec l'angle d'émergence et la pente locale (le point géographique visé par un pixel du CCD dépend du relief). L'orthorectification consiste à corriger, à l'aide d'un modèle numérique de terrain (MNT), une image afin que chaque'un de ses pixels soit replacé à l'emplacement où il serait situé s'il avait été observé sous une émergence de 0° (visée nadir).

Le DLR délivre des données de niveau 3 orthorectifiées à l'aide du MNT établi par l'instrument MOLA (cf annexe) à bord de la sonde Mars Global Surveyor. Malheureusement, la résolution horizontale de ce MNT est de l'ordre du kilomètre près de l'équateur, malgré une précision verticale excellente [Smith et al., 2001a]. Il est nécessaire d'avoir une topographie plus précise de notre zone d'étude pour caractériser précisément la géométrie d'observation, dépendante de la pente locale, qui influe fortement sur la photométrie. Heureusement, au cours de ma thèse, le DLR a progressivement délivré des données de niveau 4, obtenu par orthoprojection. Le MNT dérive directement de l'imagerie stéréo HRSC.

c. Données de niveau 4 et choix du modèle numérique de terrain

Du point de vue numérique, les données de niveau 2 et 3, ainsi que les MNT (niveau 4) sont délivrées par le DLR au format informatique VICAR, et exploitables par le logiciel du même nom (voir <http://www-mipl.jpl.nasa.gov/>).

Une bibliothèque d'outils spécifiques pour générer les données finales d'albédo de niveau 4, avec leur conditions angulaires associées, à été spécialement conçue et développée par Nicolas Manaud, contractuel en 2005 au laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire. Ces outils s'appuient sur le logiciel IDL (Interactive Data Language), distribué par la société ITTVIS (<http://www.ittvis.com>). L'ensemble des traitements a été effectué sur une station Sun quadri-processeurs (modèle v40z), sous environnement Redhat Entreprise 3.

Les données du niveau 4 sont construites de façon similaire à celles de niveau 3, c'est-à-dire à partir de celles de niveau 2. La différence majeure est que l'orthorectification ne se fait plus à partir du MNT établi par MOLA, mais d'un MNT directement déduit des données photométriques HRSC (capteurs s1 et s2, voire p1 et p2), juste après l'étape de géoréférencement. Les MNT sont générés par le DLR grâce à des outils semi-automatiques, qui permettent de les calculer en quasi temps-réel.

On peut signaler que chronologiquement nos premières études photométriques sur la région ont été réalisées tout d'abord sur des données géoréférencées, mais non orthorectifiées, assimilant donc Mars à un ellipsoïde, sans tenir compte des pentes locales. Il va de soit que persistaient de nombreux défauts de registration entre les différentes images, même aux endroits où les reliefs étaient peu marqués. Une première grande amélioration a été l'utilisation de données de niveau 3, malgré la persistance de défauts sur les reliefs les plus marqués. L'arrivée des données de niveau 4, avec leur MNT associé, a permis une bien meilleure précision concernant la registration et concernant le calcul des pentes locales, et donc des angles d'incidence, d'émergence et de phase.

Une étape cruciale a donc été le choix du MNT de meilleure qualité sur la région de Gusev, parmi les 10 (1 par orbite) délivré par le DLR. Pour cela, nous nous sommes intéressés aux dérivées numériques du MNT qui nous permettent de calculer les pentes locales (cf. **page 177**).

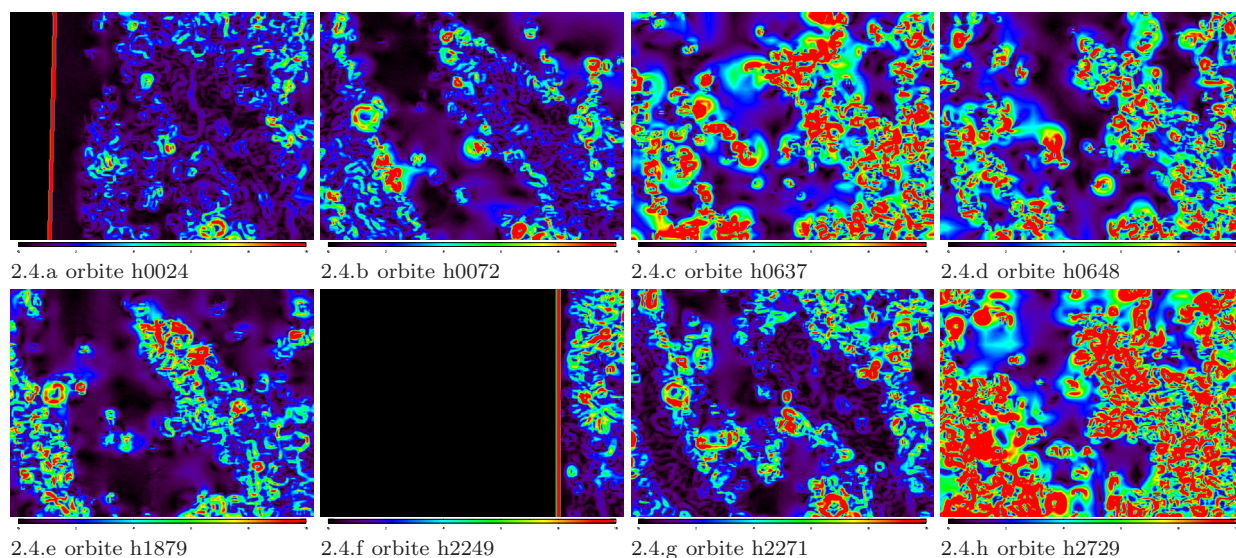


Fig. 2.4. Pentes obtenues au centre de Gusev à partir des MNT de chaque orbite HRSC. (Résolution : "100m" ; Champ : 80*40km) Les remparts du cratère Thyra apparaissent en haut à droite. L'échelle de couleurs s'étend de 0 à 10°. La couverture spatiale est identique à la figure **Fig. 2.5**.

Dans une image de nature discrète, la 'dérivée' est définie comme la différence entre un pixel et ses voisins. Un 'MNT' peut être mauvais pour la détermination des pentes et de qualité pour les altitudes. Ceci dépend de l'existence en son sein de hautes fréquences résiduelles. C'est ce qui est mis en évidence sur les figures **Fig. 2.4**. Les MNT délivrés par la camera HRSC sont de qualité, cependant la présence de bruit du à des erreurs de position entre points d'appui et la présence d'interpolations de trop haut degré, rendent quelquefois impossible la détermination correcte des pentes.

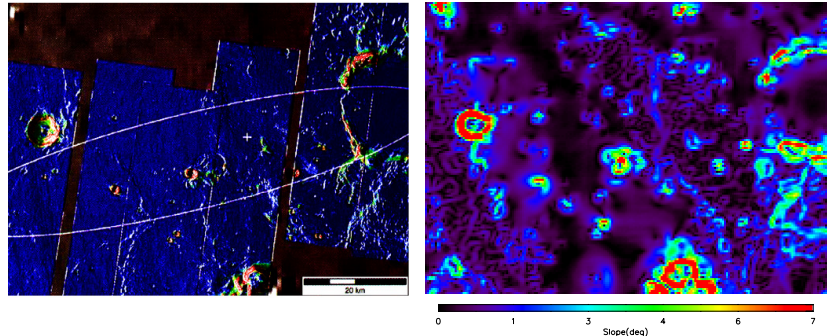
Pour la région de Gusev, une carte des pentes de bonne qualité est publiée dans [Kirk et al., 2005] construite à partir des données THEMIS visibles (cf. **page 56**) et infrarouge. Ce MNT est géographi-

quement limité à l'ellipse d'incertitude d'atterrissage de Spirit. Nous avons pu comparer ainsi les pentes obtenues à partir des données HRSC avec cette carte prise comme référence et tester la qualité des 10 MNT produits avec les 10 orbites HRSC. Après une première étude (cf. **Fig. 2.4**), ces MNT se révèlent trop bruités (hautes fréquences, cf. **Fig. 2.4**) et diffèrent trop de notre carte de référence concernant les pentes (cf. **Fig. 2.5.a**).

Heureusement, un MNT nous a été gracieusement fourni par Gwinner (Institute of Planetary Research, German Aerospace Center (DLR), Rutherfordstr.) : il s'agit d'un MNT plus abouti produit à partir de l'orbite 2271. Après nouvelle comparaison, ce MNT, se révèle être le plus proche de celui de référence sur leur zone commune (cf. **Fig. 2.5.b**). Ce MNT HRSC doit sa qualité à un fort rapport signal sur bruit et à un algorithme affiné, avec d'une part, le contrôle manuel des résultats avec l'élimination des points aberrants, et d'autre part, l'utilisation conjointe du MNT MOLA (cf. **page 177**) qui permet un contrôle précis de l'altimétrie.

Une modélisation photométrique telle que celle de Hapke (cf. **page 46**) s'appuie sur l'équation du transfert radiatif et associe la réflectance d'un élément de surface donné à ses angles dits photométriques. Dans le cas de surface d'incidence forte ou de surface complexe, une erreur sur la détermination de la pente introduit une erreur sur la réflectance (cf. **page 13**). Le MNT est de trop faible résolution pour prendre en compte les petites formations comme les dunes et les roches qui parsèment la surface. L'intensité réfléchie ne correspond absolument pas à celle qui serait réfléchie pour une surface plane dans les mêmes conditions moyennes.

Puisque l'intensité réfléchie dépend en chaque point de surface du cosinus de l'angle d'incidence. Moyenner la réflectance reçue sur une grande surface est sans doute une source d'erreur. Ce problème a d'ailleurs déjà été traité dans la littérature [Cord et al., 2003][Helfenstein and Shepard, 1999]. On ne sait pas aujourd'hui à quelle échelle spatiale il est préférable de mener une observation photométrique.



2.5.a THEMIS [Kirk et al., 2005]

2.5.b HRSC orbite 2271 400m/pixel

Fig. 2.5. Comparaison entre carte des pentes de référence et celui retenu provenant de HRSC(a) référence à partir de THEMIS. Le MNT ne couvre que l'ellipse d'atterrissage. (b) dérivée du MNT produit par M.Gwinner (HRSC orbite 2271 ; résolution 400m/pixel)

Après analyse du MNT associé à l'orbite 2271 (d'une résolution de 100 m/pixel) fourni par Gwinner, il s'avère que ce MNT comporte encore des hautes fréquences, qui n'apparaissent plus lorsqu'on le dégrade à une résolution de 400 m/pixel (**Fig. 2.5.b**). Nous avons donc retenu cette valeur de résolution spatiale pour toute la suite de l'étude, en privilégiant le rapport signal sur bruit beaucoup plus élevé concernant la photométrie, plutôt que de tenter une étude hasardeuse à une résolution plus élevée.

Nous avons donc, après élimination des pixels aberrants résiduels, reprojété puis orthorectifié les 42 images de niveau 2, à l'aide du MNT dérivé de l'orbite 2271 fourni par M.Gwinner puis dégradé, afin d'obtenir des données photométriques géoréférencées de niveau 4 à 400 m/pixel, en projection cylindrique équidistante, avec leurs conditions géométriques associées (incidence, émergence et phase) pour chaque pixel.

Par sécurité, nous avons effectué une coregistration globale de ces images sur une image de référence (l'image nadir de l'orbite 2271) afin d'améliorer la superposition pixel à pixel et de compenser les éventuelles erreurs globales résiduelles de géoréférencement. Les décalages extrêmes trouvés n'excédaient pas 3 pixels, soit 1200 m, la situation la plus fréquente correspondant à un décalage inférieur à 300 m (moins de 1 pixel).

Au final nous avons donc obtenu un cube de 42 images en RADF empilées, avec 3 cubes associés contenant les informations géométriques (i, e, g). Nous avons également calculé le cube dual en REFF (cf.

page 13).

Afin d'améliorer le signal sur bruit des images et réduire les temps de calcul (et pouvoir ainsi multiplier le nombre de tests) concernant la détermination des paramètres photométriques pour la suite de notre travail, nous avons également créé une image-cube à 1600 m/pixel, à partir des données de niveau 2.

Avant de s'intéresser au choix d'un modèle photométrique, analysons nos cubes de données.

III.2.3 Analyse préliminaire de la diversité géométrique et photométrique des données traitées

a. Analyse des conditions géométriques d'observation

Un récapitulatif de l'ensemble des conditions géométriques pour les 42 images est présenté dans le tableau **Tab. 2.2**, avec en particulier les conditions sur le site d'atterrissage de Spirit. Les angles ont été calculés en utilisant le MNT choisi (orbite 2271) dégradé à 400 m/pixel. Pour chaque configuration, les positions relatives de chaque capteur, ainsi que du soleil, sont représentées sur la figure 2.6.

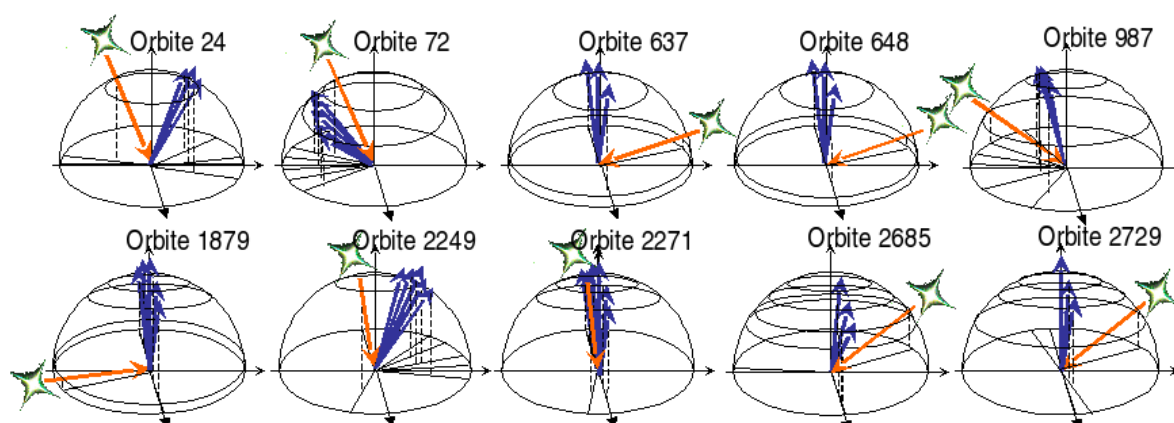


Fig. 2.6. Schéma récapitulatif des conditions géométriques du jeu de données (incidences en rouge, émergences en bleu)

Si nous faisons abstraction des variations locales de relief, comme par exemple celui des collines Columbia, les angles d'incidence sont quasiment identiques au sein d'une même image, celle-ci ayant été acquise en quelques minutes seulement. De même, la sonde étant située à une altitude comprise entre 270 km et 310 km lors de nos acquisitions, l'émergence au sein d'une même image varie très peu (moins de 10° pour une image nadir). En conséquence, la phase, combinaison de l'incidence et de l'émergence, varie elle aussi très peu pour une acquisition donnée, comme illustré **Fig. 2.7** avec l'exemple de la configuration 2271p1.

Il est intéressant de regarder pour tous les pixels, les incidences, émergences et phase minimales et maximales, sur l'ensemble des 42 configurations (cf. **Fig. 2.8**). Notre intérêt est d'avoir le plus de variabilité possible concernant les angles, afin de déterminer et valider les paramètres photométriques de notre future étude avec un maximum de fiabilité. Si on analyse plus précisément les conditions angulaires :

Configuration	Moyenne				Spirit : Site d'atterrissage				
	i (°)	e (°)	g (°)	Spec. (°)	i (°)	e (°)	g (°)	Spec. (°)	φ (°)
h0024_0000.nd	26	25	49	10	25.7	22.2	47.9	4.2	175±2
h0024_0000.s1	27	33	52	27	25.8	30.3	50.6	25.5	131±2
h0024_0000.s2	24	32	53	24	25.6	29.9	51.8	20.9	140±2
h0072_0000.nd	25	53	30	78	25.5	54.8	30.8	79.8	15±1
h0072_0000.p1	25	54	34	77	25.4	55.6	35.5	79.1	31±1
h0072_0000.p2	25	54	30	79	25.5	56.2	30.7	81.8	0±1
h0072_0000.s1	25	55	38	78	25.3	56.7	39.0	79.2	38±1
h0072_0000.s2	25	55	31	81	25.6	57.6	32.4	83.1	7±1
h0637_0000.nd	78	6	73	84	78.6	4.6	74.1	83.1	13±4
h0637_0000.p1	80	23	83	86	79.7	21.4	83.6	83.8	99±1
h0637_0000.p2	75	30	64	99	75.9	29.6	64.4	97.7	63±1
h0637_0000.s1	80	32	88	90	80.2	31	88.2	88.6	103±1
h0648_0000.nd	78	4	77	81	78.9	1.5	77.4	80.3	12±7
h0648_0000.p1	80	22	87	82	80.1	21.1	87.1	80.7	108±1
h0648_0000.p2	75	31	66	98	75.9	30.3	66.9	96.8	68±1
h0648_0000.s1	80	32	91	87	80.5	31	91.6	85.7	110±1
h0987_0000.nd	68	8	63	75	—	—	—	—	—
h0987_0000.p1	68	16	56	83	—	—	—	—	—
h0987_0000.p2	68	16	72	71	—	—	—	—	—
h0987_0000.s1	68	22	53	88	—	—	—	—	—
h0987_0000.s2	68	22	76	70	—	—	—	—	—
h1879_0000.nd	80	5	82	79	80.6	0.6	81	80.1	144±26
h1879_0000.p1	80	16	88	77	80.7	15.2	86.6	78.6	112±1
h1879_0000.p2	80	17	77	88	80.3	15.9	75.8	88.6	72±1
h1879_0000.s1	80	23	91	79	80.8	22.6	89.4	80.8	111±1
h1879_0000.s2	80	25	75	94	80.2	24	73.5	94.9	71±1
h2249_0001.nd	10	15	19	16	—	—	—	—	—
h2249_0001.p1	10	20	27	16	—	—	—	—	—
h2249_0001.p2	10	21	20	28	—	—	—	—	—
h2249_0001.s1	10	25	32	21	—	—	—	—	—
h2249_0001.s2	10	27	23	34	—	—	—	—	—
h2271_0000.nd	7	6	8	11	5.9	0.33	5.8	5.9	89±54
h2271_0000.p1	7	16	21	14	5.9	14.4	19.1	10.9	137±3
h2271_0000.p2	7	16	11	22	5.8	14.3	10.7	19.1	41±3
h2271_0000.s1	7	23	28	20	6.0	21.5	26.2	17.7	137±3
h2271_0000.s2	7	22	17	28	5.8	21.3	17.3	25.9	41±3
h2685_0000.nd	68	38	74	88	67.9	36.7	74.3	84.7	93±1
h2685_0000.p1	68	52	80	102	—	—	—	—	—
h2685_0000.s1	68	64	83	134	—	—	—	—	—
h2729_0000.nd	67	10	75	59	66.5	10	75.2	58.4	149±2
h2729_0000.p1	68	14	78	61	67.8	13	78.4	58.5	143±2
h2729_0000.s1	68	19	80	133	68.3	18	80.2	60.6	129±1

Tab. 2.2. Géométrie d'observation : Site d'atterrissage : (175.47°E,14.57°S)

Spec. : (cf. page 11), i , e , g , φ : (cf. page 9), **bleu** : Spec. < 20° **vert** : e > 45°

• **Concernant les phases :** les angles varient de quelques degrés jusqu'à 75-90° environ, même en éliminant l'orbite 1879 (pour cause d'opacité atmosphérique trop élevée). Les phases les plus fortes sont associées aux configurations 648s1 et 1879s1. On peut noter que les phases les plus faibles sont inférieures à 5° au Sud-Est de la zone d'étude, contribuant à un effet d'opposition potentiel. Le plus important est cependant que le jeu de données soit bien fourni en phases intermédiaires de façon à documenter la forme de la fonction de phase.

• **Concernant les émergences :** la plupart des observations ont été faites en condition nadir, entraînant respectivement des émergences de 0, 13 et 19° pour les capteurs nadir, p1/p2 et s1/s2. Seules

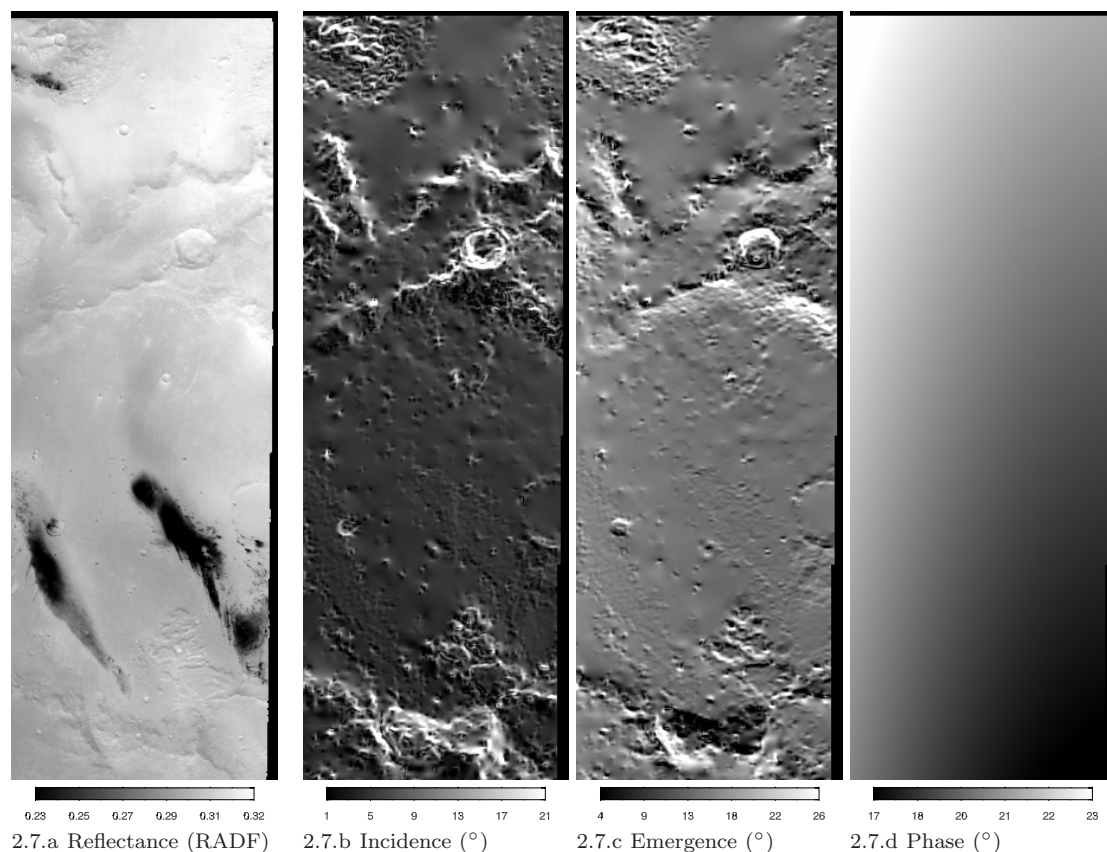


Fig. 2.7. Données pour la configuration 2271p1

3 orbites (cf **Fig. 2.6**) concernent des observations off-nadir, c'est-à-dire qu'elles observent la surface de biais. Il s'agit de l'orbite 24 (plutôt en conditions d'opposition, la phase valant 175°), de l'orbite 72 (plutôt en rétro-diffusion, avec une phase proche de 0° pour e valant 53°) et de l'orbite 2685 (conditions proches du plan bi-normal, la phase valant 80°). Ainsi, sur les 42 images, les émergences dépassent rarement 55° , évitant ainsi que les acquisitions soient faussées par une épaisseur atmosphérique trop importante (inversement proportionnelle à $\cos(e)$) ;

- **concernant les incidences** : celles-ci ne sont malheureusement pas très variées (6, 25, 67 et 80° environ) ; on n'a aucune valeur intermédiaire entre 25 et 67° ; l'incidence joue un rôle sur l'étendue et l'orientation des ombres ; techniquement, cela nous a empêché de coregistrer automatiquement certaines images lors de la construction du cube d'albédo, les ombres n'étant pas toujours orientées de la même façon (le plus souvent vers l'Ouest, mais quelquefois au Nord ou au Sud) ; outre les ombres, les incidences fortes entraînent une erreur plus élevée sur les mesures d'albédo car :

- **l'éclairement** (fonction de $\cos(i)$) baisse, entraînant une diminution du rapport signal sur bruit ;
- **l'atmosphère** traversée par les rayons est plus épaisse (inversement proportionnelle à $\cos(i)$).

Les orbites 637, 648 et 1879, avec $i=80^\circ$ sont donc plus sensibles aux ombres portées et à l'atmosphère. Heureusement, les émergences associées restent faibles, évitant ainsi une double dégradation due à l'atmosphère, lors du trajet incident et lors du trajet émergent.

Par sécurité, nous avons également déterminé (voir **Fig. 2.9.b**) l'écart minimum à la spécularité (cas où $i = e$ et $\varphi=180^\circ$, cf. **page 11**). Cet écart est faible ($<3^\circ$) sur une bande centrale de l'image. En effet, 3 configurations sont proches de ces conditions : 24nd, 2249nd et 2271nd. Cette dernière cumule à la fois des conditions sensibles à des effets d'opposition et de spécularité.

Pour la suite immédiate de notre étude, qui concerne l'analyse des gammes de réflectance de nos images, il faudra regarder l'influence de ces effets sur les valeurs d'albédo associées à ces configurations.

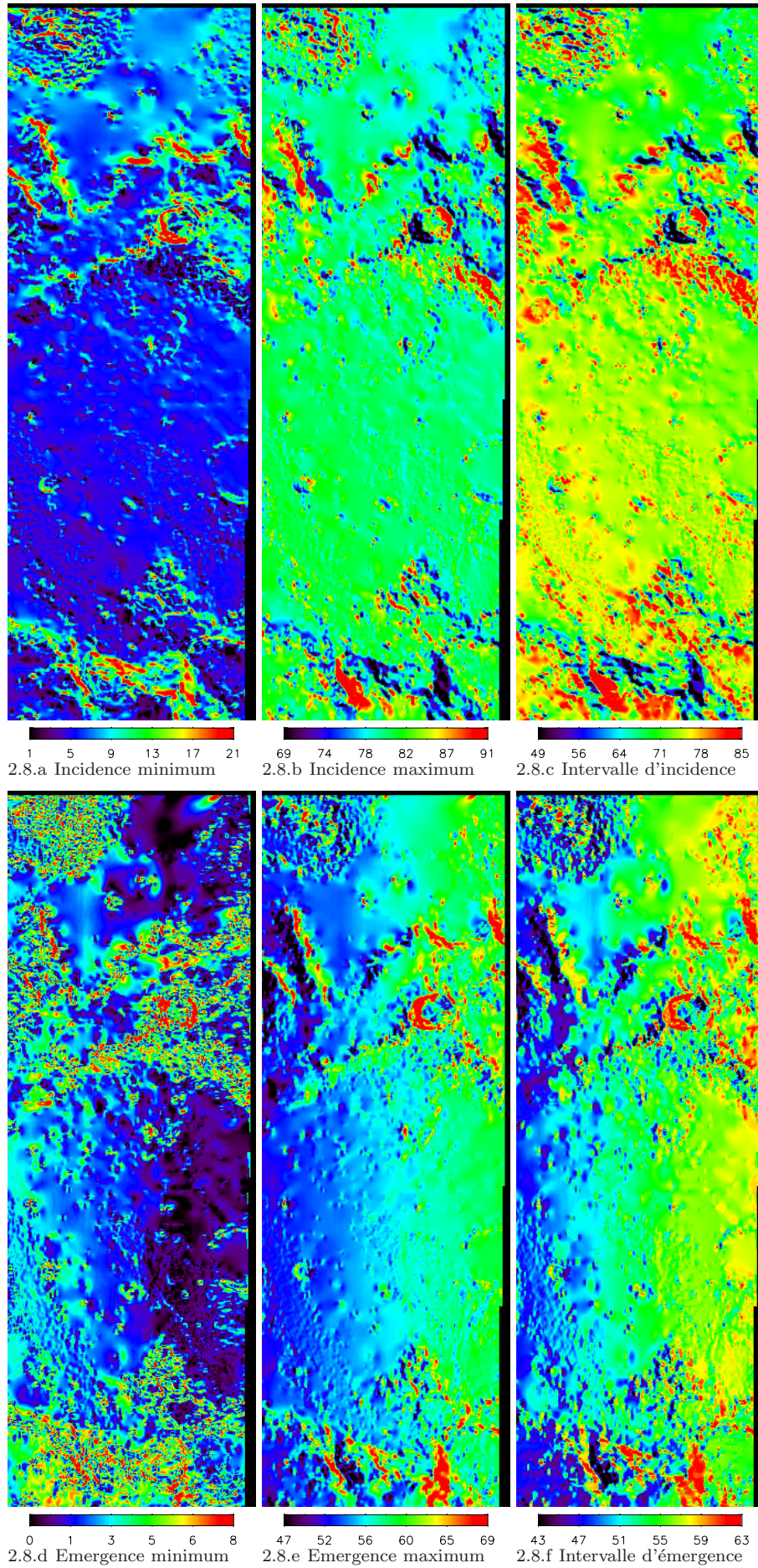


Fig. 2.8. Couverture des conditions géométriques acquises sur Gusev par HRSC (1^{ère} partie)

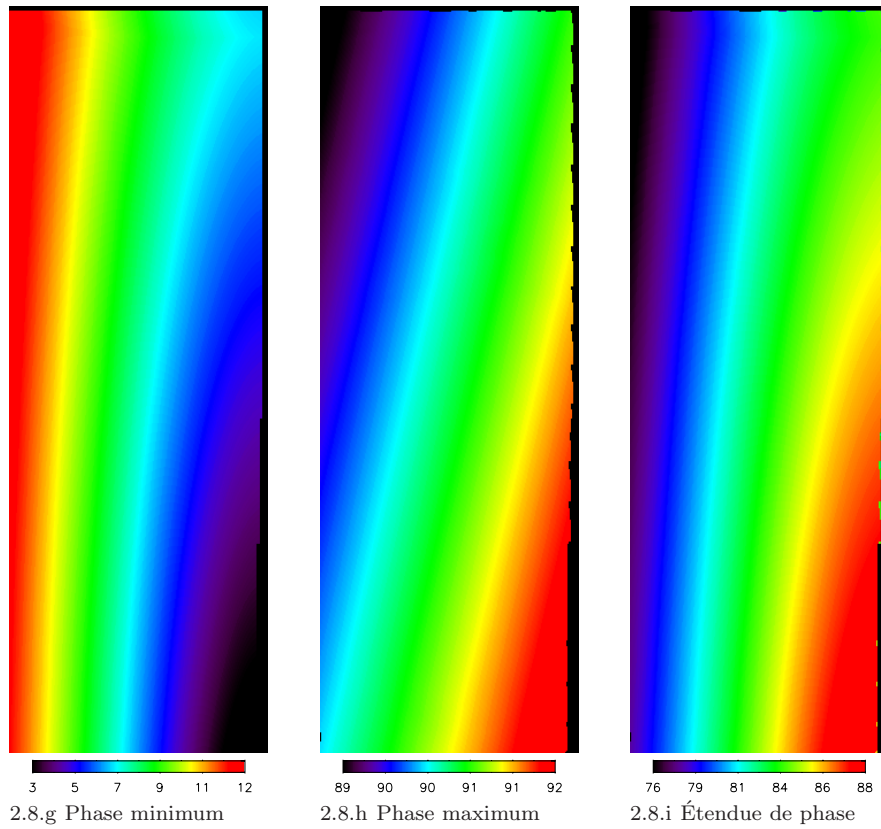


Fig. 2.8. Couverture des conditions géométriques acquises sur Gusev par HRSC (2nd partie)

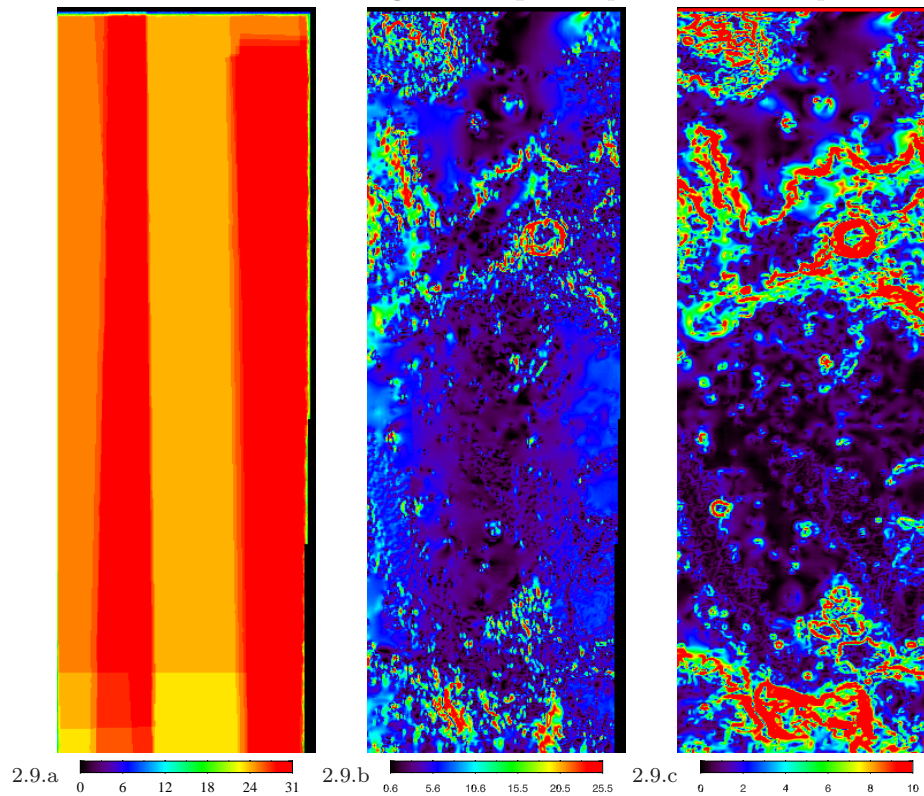


Fig. 2.9. Cartes associées au jeu de données sur Gusev

- (a) Nombre de configurations disponibles pour chaque pixel, le centre est moins bien pourvu
- (b) Distance minimum à la géométrie spéculaire(°) ($i = e, \varphi = 180^\circ$)
- (c) Carte des pentes (°) dérivée du DTM de M.Gwinner, rééchantillonné à 400m/pixel

b. Analyse des réflectances observées et de leurs incertitudes sur Gusev

Les images d'albédo de niveau 4, issues des traitements techniques précédents, sont présentées **Fig. 2.10**. Pour une meilleure visibilité, le contraste a été rehaussé sur chaque image. Les statistiques associées sont présentées **Tab. 2.3** et **Fig. 2.11**.

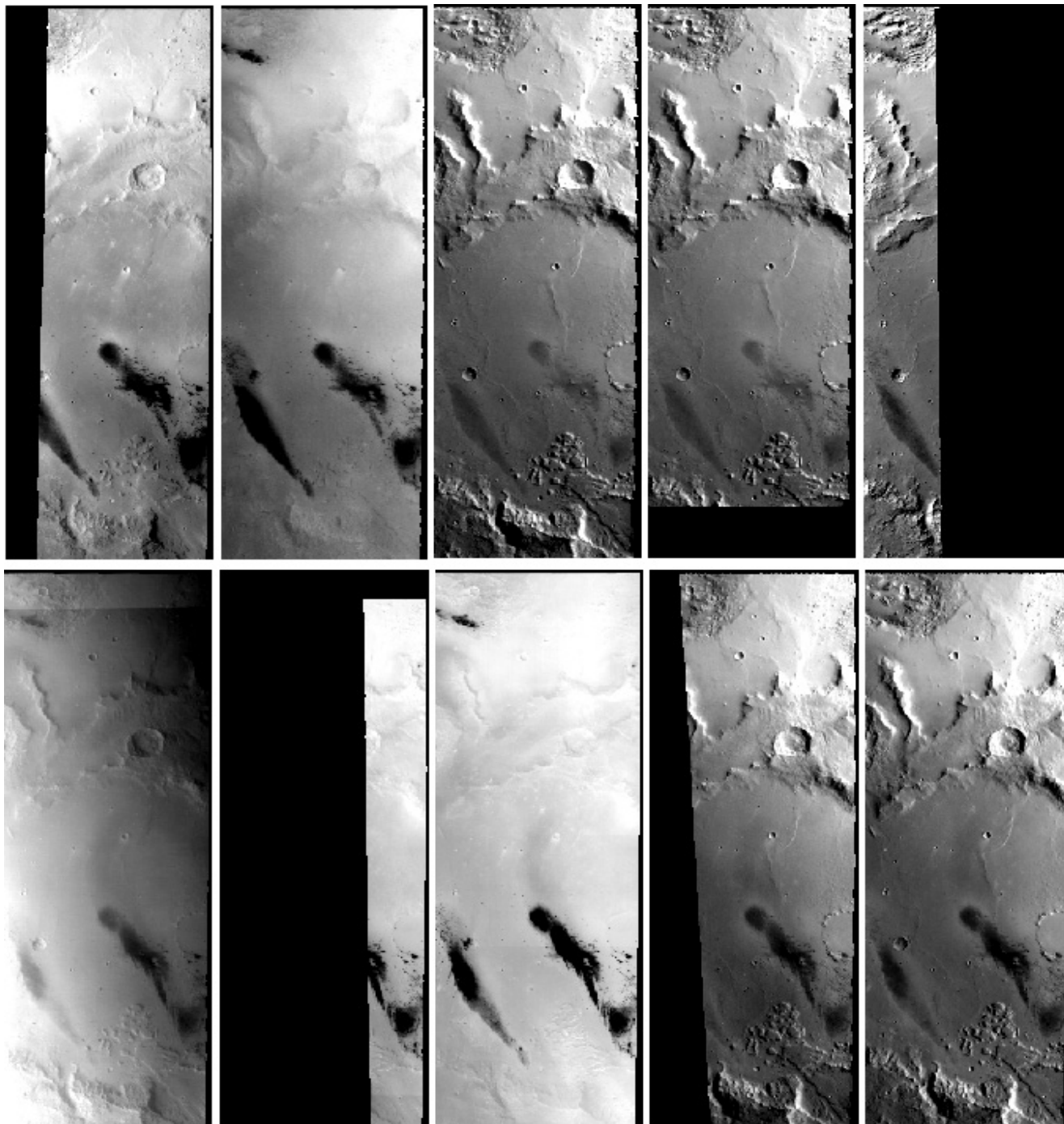


Fig. 2.10. Apparence des images (RADF) des acquisitions nadir de chaque orbite dans l'ordre chronologique. Du haut à gauche vers le bas à droite : orbite 24, 72, 637, 648, 987, 1879, 2249, 2271, 2685, 2729. Les différences de contraste, d'éclairage et de couverture spatiale montrent la diversité de notre ensemble de données.

Plusieurs évidences s'imposent :

- **Le facteur de radiance moyen** diffère énormément d'une orbite à l'autre (allant de 0.06 à 0.36, soit d'un facteur de 1 à 6), voire même d'un capteur à l'autre, au sein d'une même orbite (0.36 pour

Acquisition	RADF		REF	
h0024_0000.nd	0.26	± 0.01	0.29	± 0.01
h0024_0000.s1	0.26	± 0.01	0.29	± 0.01
h0024_0000.s2	0.26	± 0.01	0.29	± 0.01
h0072_0000.nd	0.30	± 0.01	0.33	± 0.02
h0072_0000.p1	0.30	± 0.01	0.33	± 0.01
h0072_0000.p2	0.30	± 0.01	0.33	± 0.01
h0072_0000.s1	0.30	± 0.01	0.32	± 0.01
h0072_0000.s2	0.29	± 0.01	0.32	± 0.01
h0637_0000.nd	0.06	± 0.01	0.28	± 0.03
h0637_0000.p1	0.06	± 0.01	0.32	± 0.03
h0637_0000.p2	0.08	± 0.01	0.32	± 0.03
h0637_0000.s1	0.06	± 0.01	0.33	± 0.03
h0648_0000.nd	0.06	± 0.01	0.30	± 0.02
h0648_0000.p1	0.06	± 0.01	0.32	± 0.03
h0648_0000.p2	0.08	± 0.01	0.32	± 0.02
h0648_0000.s1	0.06	± 0.01	0.34	± 0.02
h0987_0000.nd	0.10	± 0.01	0.27	± 0.02
h0987_0000.p1	0.11	± 0.01	0.31	± 0.02
h0987_0000.p2	0.11	± 0.01	0.29	± 0.02
h0987_0000.s1	0.11	± 0.01	0.31	± 0.02
h0987_0000.s2	0.10	± 0.01	0.27	± 0.02
h1879_0000.nd	0.06	± 0.004	0.38	± 0.03
h1879_0000.p1	0.06	± 0.003	0.40	± 0.03
h1879_0000.p2	0.06	± 0.003	0.38	± 0.02
h1879_0000.s1	0.07	± 0.004	0.41	± 0.03
h1879_0000.s2	0.06	± 0.003	0.38	± 0.02
h2249_0001.nd	0.35	± 0.02	0.35	± 0.03
h2249_0001.p1	0.30	± 0.02	0.30	± 0.02
h2249_0001.p2	0.31	± 0.02	0.31	± 0.02
h2249_0001.s1	0.29	± 0.02	0.29	± 0.02
h2249_0001.s2	0.30	± 0.02	0.30	± 0.02
h2271_0000.nd	0.36	± 0.02	0.36	± 0.02
h2271_0000.p1	0.30	± 0.01	0.30	± 0.02
h2271_0000.p2	0.31	± 0.02	0.31	± 0.02
h2271_0000.s1	0.29	± 0.01	0.29	± 0.02
h2271_0000.s2	0.30	± 0.02	0.30	± 0.02
h2685_0000.nd	0.14	± 0.01	0.37	± 0.03
h2685_0000.p1	0.15	± 0.01	0.41	± 0.03
h2685_0000.s1	0.17	± 0.01	0.47	± 0.01
h2729_0000.nd	0.13	± 0.01	0.34	± 0.03
h2729_0000.p1	0.12	± 0.01	0.31	± 0.02
h2729_0000.s1	0.12	± 0.01	0.32	± 0.01

Tab. 2.3. Réflectances moyennes : les statistiques ont été effectuées uniquement sur les surfaces de pente $< 1^\circ$ (36% de la surface)

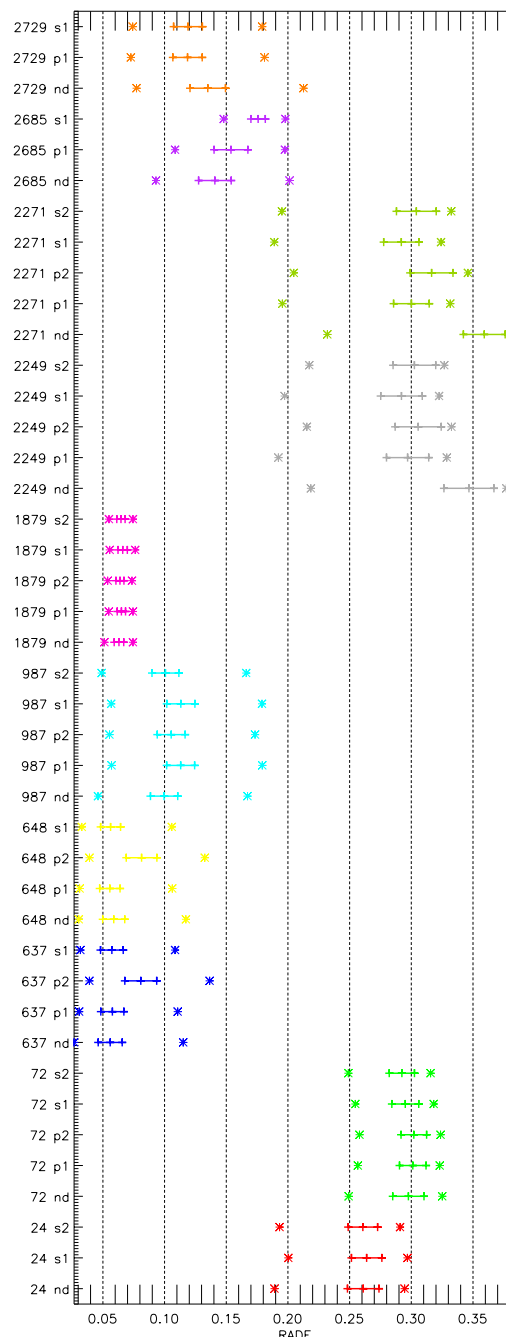


Fig. 2.11. Étendue des réflectances (RADF) Pour chaque configuration sont présentées les valeurs min, max, moyenne, moyenne $\pm \sigma$ de la réflectance. Les configurations 2249nd et 2271nd sont plus brillantes. L'orbite 1879 présente peu de variabilité.

2271nd contre 0.29 pour 2271s1, idem pour l'orbite 2249). Cela démontre l'influence énorme des conditions angulaires (indépendamment de la topographie) sur la mesure lors d'une acquisition.

- Par contre, l'écart-type au sein d'une seule image est très faible, de l'ordre de 0.01 (jusqu'à 0.02 pour les configurations les plus brillantes). Cette faible variation prend en compte la topographie, les ombres, l'état de la surface et les variations d'incidence dans les limites de la zone d'étude.

- Des différences d'aspect existent entre les images : la topographie semble absente sur certaines

orbites (72, 2271). Cela s'explique soit par une incidence faible (soleil au zénith), qui ne produit aucune ombre à la surface, même en cas de présence de relief, ou par une phase faible (le soleil, la caméra et le point observé sont alignés, rendant l'ombre inobservable par la caméra). En revanche, la topographie est nettement accentuée quand la phase est forte (orbites 637, 648) et donc l'ombre importante, entraînant une baisse de la réflectance. On observe ainsi les albédos les plus faibles (0,025) dans les zones à l'ombre dans le Sud de l'image. Johnson et al. [2006a] et Geissler [1992] ont aussi noté que les zones sombres apparaissent relativement moins contrastées que les zones alentours dans des acquisitions de fortes phases (cf. **Fig. 2.10**).

- Malgré une forte phase, liée à une forte incidence (80°), **les images de l'orbite 1879** apparaissent encore moins contrastées que les autres acquisitions de même incidence, avec un écart-type d'environ 0.004, 2 fois plus faible, pour un facteur de radiance identique (0.06). Nous expliquons cet état de fait par de très mauvaises conditions météorologiques, entraînant une opacité atmosphérique élevée ($\tau=1.3$) lors de l'observation (cf **Fig. 2.1**).

- On constate également, entre les 2 ans qui séparent l'orbite 72 et l'orbite 2271, **une évolution des contours** de la tache sombre centrale, même si elle a gardé ses caractéristiques générales.

Après ces constatations d'ordre général, il est nécessaire de quantifier plus précisément les différentes causes qui influent sur la qualité de notre jeu de données, photométriquement parlant, et donc de d'évaluer les différentes incertitudes concernant la réflectance sur nos images HRSC.

- **Les données ont été compressées** au départ (facteur 5 à 15), ce qui est nettement visible lorsqu'on regarde ces données dans leur résolution native (quelques dizaines de mètres par pixel).

- **Si grâce à la calibration instrumentale**, certains défauts (pixels aberrants ou erronés, problème d'acquisition sur une ligne isolée, ...) ont pu être corrigés (par interpolation), d'autres demeurent apparents. Par exemple, on observe un 'saut de brillance' (d'environ 0.003 en RADF) à partir d'une certaine ligne au Nord de la configuration 1879nd (**Fig. 2.10**). Ces effets dus à la calibration ressortent nettement avec des divisions d'images (voir par exemple l'écart entre l'image 637p2 et l'image 648p2, **Fig. 2.12.c**). L'incertitude associée reste cependant nettement inférieure à 0.01 (en RADF).

- **L'orbite de Mars Express** est connue avec une précision entre 100 m et 1.5 km, entraînant des erreurs dans la position et le pointage de l'instrument. Les cas les plus flagrants concernent les orbites 637 et 648, décalées d'environ 1200 m par rapport à l'orbite 2271. Pour éviter de propager cette erreur de géoréférencement, toutes les images ont été coregistrées en final sur l'image de référence 2271nd (cf. section précédente).

- Malgré cela, **l'incertitude la plus grande provient du MNT**. Celui-ci, malgré sa dégradation à 400 m/pixel pour supprimer les hautes fréquences, comporte encore localement des défauts, qui se propagent lors de l'orthorectification. La conséquence de cet effet dans la suite est cependant réduite, car s'il est vrai qu'une erreur dans la valeur du MNT sur un pixel provoque une erreur absolue dans la géolocalisation de ce pixel, sur plusieurs images orthorectifiées avec ce même MNT l'erreur relative de positionnement de ce pixel sera cependant négligeable. D'autre part, l'obligation de dégrader l'ensemble des images à une résolution identique à celle du MNT (400 m/pixel) a fortement gommé les sources d'erreurs précédemment citées sur les réflectances (compression, calibration, mauvaise registration...). A ce stade, la précision en RADF estimée pour notre jeu de données est meilleure que 0.01. Malheureusement, la précision verticale du MNT (quelques dizaines de mètres) s'avère limite pour le calcul des angles i,e,g lorsque la topographie n'est plus plate.

- Or, il faut connaître l'incidence avec précision lors du passage de RADF en REFF (cf. **page 13**). Si nous appelons δ_{RADF} et δ_i , les erreurs sur l'incidence et sur la réflectance et Fact. et δ_{Fact} respectivement le facteur $1/\cos i$ et son incertitude, nous pouvons calculer l'influence de la conversion de RADF en REFF (cf. **page 13**) sur l'incertitude par la formule.

$$\mathbf{REFF} = \mathbf{RADF}(i, e, g) / \cos(i) \quad \rightarrow \quad \frac{\delta_{REFF}}{REFF} = \sqrt{\frac{\delta_{RADF}^2}{RADF} + \frac{\delta_{Fact}^2}{Fact}} \quad \text{avec } \delta_{Fact} = \frac{\sin(\delta_i)}{\cos(i)}$$

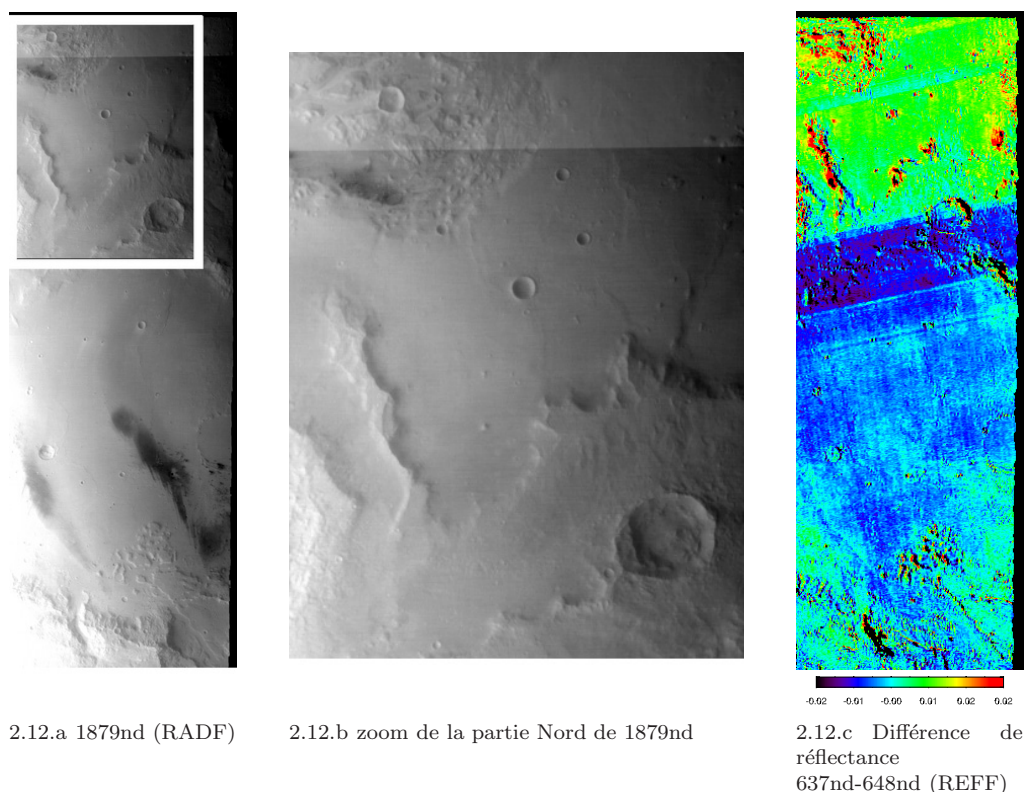


Fig. 2.12. Défauts révélant de petites incertitudes de calibration

le tableau **Tab. 2.4** montre que cette erreur est grande en terrain sombre à fortes incidences. Cette conversion en facteur de réflectance se révèle sensible à l'incertitude sur l'incidence. Or une forte incidence locale est généralement liée à un terrain accidenté, c'est-à-dire à un endroit où le MNT est généralement connu de façon moins précise. Ces incertitudes liées au MNT contribuent significativement à la dégradation de la précision sur la mesure du facteur de réflectance (REFF). Nous avons donc décidé pour la suite de l'étude de nous intéresser uniquement aux terrains de pente inférieure à 3° , qui représentent cependant 70% de la surface totale étudiée (cf. **Fig. 2.13**).

RADF $\pm \delta_{RADF}$	Angle i $\pm \delta_i$	Fact. $\pm \delta_{Fact.}$	Incertitudes relatives		
			$\frac{\delta RADF}{RADF}$	$\frac{\delta Angle}{Angle}$	$\frac{\delta Fact}{Fact}$
Terrain Sombre 0.05 ± 0.01	$60 \pm 1^\circ$	2 ± 0.07	20 %	3 %	20 %
	$70 \pm 1^\circ$	3 ± 0.16	20 %	5 %	21 %
	$75 \pm 1^\circ$	4 ± 0.28	20 %	7 %	21 %
	$78 \pm 1^\circ$	5 ± 0.44	20 %	9 %	22 %
Terrain Brillant 0.20 ± 0.01	$60 \pm 1^\circ$	2 ± 0.07	5 %	3 %	6 %
	$70 \pm 1^\circ$	3 ± 0.16	5 %	5 %	7 %
	$75 \pm 1^\circ$	4 ± 0.28	5 %	7 %	9 %
	$78 \pm 1^\circ$	5 ± 0.44	5 %	9 %	10 %

Tab. 2.4. Erreur de en RADF et REFF pour 2 surfaces

Les terrains sombres à forte incidence ont les précisions relatives les plus médiocres.

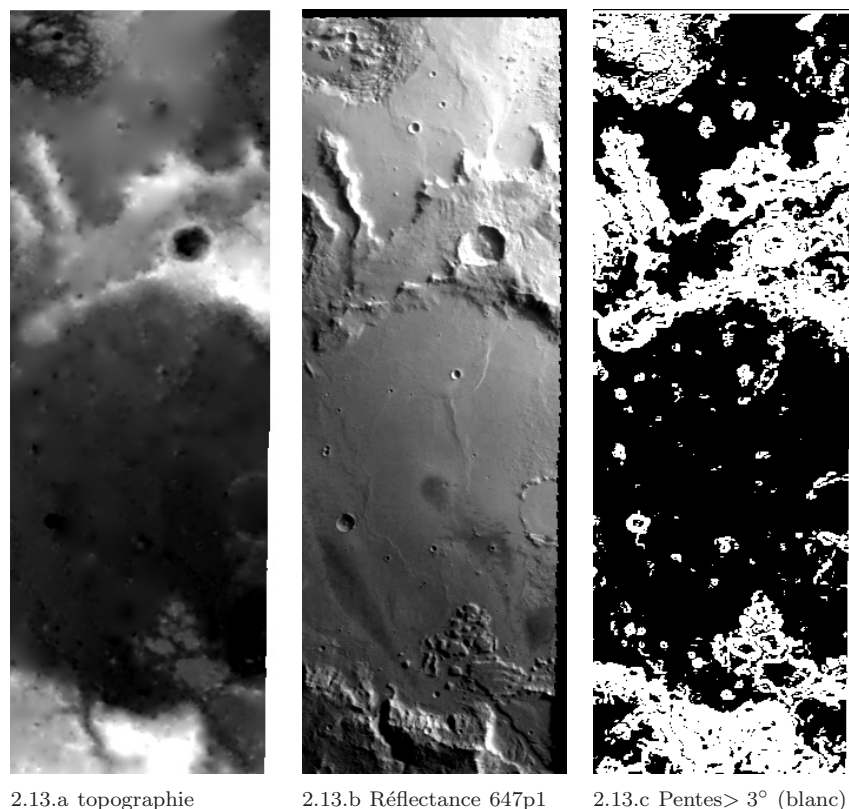


Fig. 2.13. Filtre correspondant aux pentes supérieures à 3° (c) dérivé de la topographie (a) ; une image d'albédo sous forte incidence a été mise à titre de comparaison (b)

c. Diversité photométrique de la zone d'étude ; cas de quelques points particuliers représentatifs

Nous avons vu que l'écart-type au sein d'une même image était petit en terme de réflectance, mais qu'il existe des différences importantes d'une image à l'autre. L'analyse en REFF montre également des différences de l'ordre de 0.10-0.13 pour une valeur moyenne de 0.30, soit une variation relative de 30%. Si la surface était lambertienne, le facteur de réflectance devrait être constant, aux erreurs de mesure près, quelle que soit la configuration géométrique. La région n'a donc pas un comportement optique proche d'un comportement diffus isotrope.

Ce comportement ne peut pas être modélisé par un modèle simple, comme celui de Lambert. Mais avant de s'intéresser à quel(s) modèle(s) photométrique(s) plus complexe(s) obéissent ces terrains, à ce stade de notre analyse, la question à laquelle nous devons d'abord répondre est : les terrains présents dans notre zone ont-ils tous le même comportement photométrique ?

Pour faire apparaître la diversité photométrique présente sur la région de Gusev, une façon astucieuse et synthétique est de représenter les valeurs de phase liées au minimum et au maximum du facteur de réflectance REFF (cf. **Fig. 2.14**). On voit par exemple que pour la tâche sombre le REFF minimum est associé à 25° de phase, mais que pour le plancher de Gusev, cette valeur passe entre 50 et 75°. On distingue également une dichotomie à l'intérieur de Gusev, où le maximum de brillance a lieu soit à faible phase (10 à 20°), soit à forte phase (au-delà de 70°). Il semble donc exister au moins 3 types de comportements photométriques dans Gusev. Pour décrire cette variabilité, on doit pousser plus loin l'analyse, en s'intéressant à la fonction de phase entière de quelques points en particulier.

Nous avons ainsi étudié 10 points de taille 400 m x 400 m (1 pixel de notre image-cube). Leur position est donnée, au sein de la zone étudiée, sur la figure 2.15 et les fonctions de phase de 6 points représentatifs sont données figure 2.16.

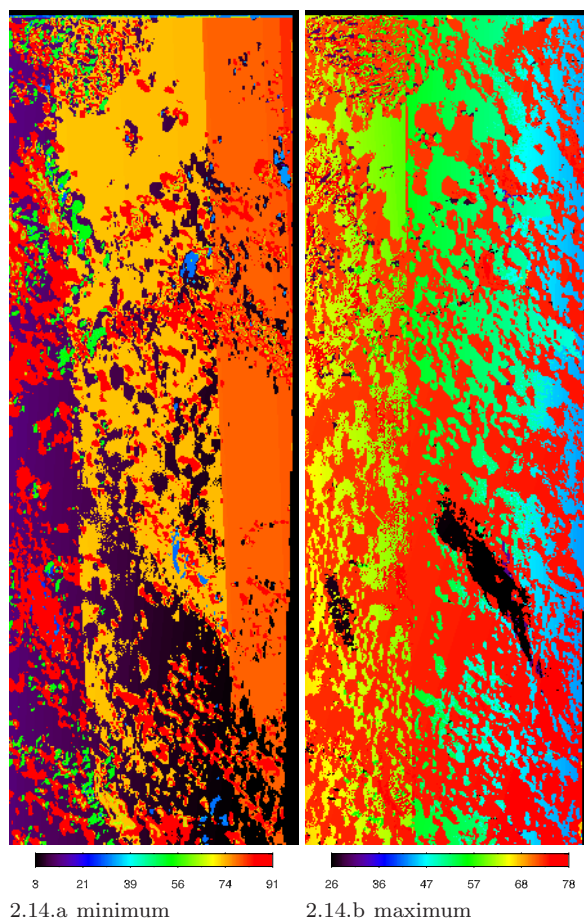


Fig. 2.14. Valeurs d'angle de phase associées aux minimum (a) et maximum (b) de réflectance (REFF)

Les points ont été choisis suivant plusieurs critères, à savoir :

- Ils sont en terrain plat, la pente n'excède pas 1° .
- Les pixels à proximité présentent une très faible variabilité.
- Ils possèdent un maximum de configurations locales disponibles.
- Ils sont représentatifs de la diversité photométrique.

L'ensemble du jeu de données disponibles n'est pas le même suivant la position géographique du point (voir le nombre de configurations **Fig. 2.9.a**). Mais, au sein d'une même configuration, les données (conditions angulaires et réflectance) ne varient que peu, quel que soit l'endroit étudié (cf. **page 110**). C'est cependant ce 'peu' qui cause une certaine variation en réflectance et influe sur la forme et la brillance générale de la fonction de phase de nos terrains présélectionnés (cf. **Fig. 2.16**). Les points « Green », « Yellow » et « Magenta » sont plutôt représentatifs des surfaces sombres, tandis que les points « Red », « Cyan » et « Orchid » représentent des surfaces brillantes.

- Le point « **Red** », situé à l'intérieur du cratère Thyra, possède une fonction de phase avec un maximum de configurations (31). Il confirme que les configurations 2271nd et 2249nd (qui sont celles de plus faibles phases) ont un facteur de réflectance supérieur de 0.04 à ceux des autres capteurs de ces mêmes orbites.

- Le point « **Cyan** » semble relativement similaire au point « Red », mais est situé géographiquement à l'Ouest. En revanche, aucune phase inférieure à 10° n'est disponible pour ce point.

- Le point « **Orchid** » est représentatif de la région Nord à l'extérieur du cratère Gusev. Il est le plus brillant, et ce, pour quasiment toutes les orbites.

- Le point « **Yellow** », au centre de la carte, est représentatif du terrain traversé par le rover « Spirit ». Malheureusement, peu de configurations sont disponibles pour ce point (24). C'est un bon exemple

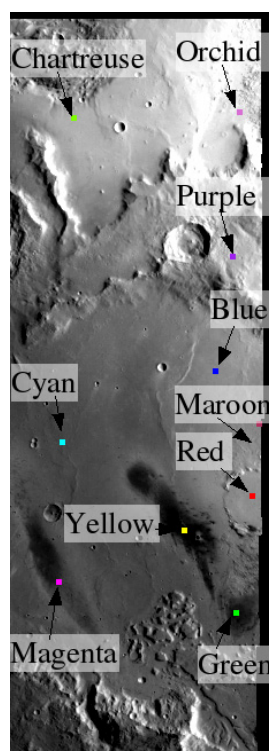


Fig. 2.15. Points analysés sur Gusev

de discontinuité de la fonction de phase si on regarde les réflectances associées aux orbites 72 (brillante), 2271 et 24. Par ailleurs, les réflectances relativement importantes à fortes phases indiquent que ce terrain diffuse plus vers l'avant.

- Le point « **Green** » comporte un peu moins de discontinuité que le point précédent, du point de vue fonction de phase. Les réflectances associées à l'orbite 637 sont plus faible, surtout pour la configuration nadir.

- Le point « **Magenta** » semble se comporter de la même façon que le point « Cyan », mais il s'agit d'un terrain sombre. A part le niveau moyen de réflectance, rien ne semble distinguer ces 2 points.

Les points « **chartreuse** », « **blue** », « **Purple** » et « **Marron** » sont tous les quatre des surfaces brillantes. Ils ont été choisis pour recouvrir d'autres unités géologiques.

- Le point « **Chartreuse** » est le seul point au Nord-Ouest de la zone d'étude. Il est le seul exemple de terrain surplombant les surfaces cahotiques à proximité. Il possède aussi du fait de son éloignement un ensemble de données géométriques uniques.

- Le point « **Purple** » est sur le rempart Nord de Gusev, ce point est l'un des rare sur cette unité à posséder une faible pente à l'échelle de 400m. C'est aussi le point à l'altitude la plus haute de tous les points particuliers. Le cratère décamétrique à proximité, a, par sa proximité, eu un rôle récent sur la surface.

- Le point « **Blue** » est l'analogue du point "Red", il est cependant beaucoup plus au Nord et à l'extérieur du cratère Thyra.

- Le point « **Marron** », en bordure Est de la zone d'étude est localisé à proximité du point Red, sur un terrain d'apparence plus rugueuse à l'échelle du mètre.

Ces 10 points choisis démontrent bien qu'il existe une variabilité photométrique complexe, quoique parfois ténue, liée au fait que les observations ne sont pas toutes dans le plan principal et que les données contiennent aussi une information provenant d'effets azimutaux. La question centrale est de savoir si les fonctions de phase ainsi assemblées sont à la fois suffisamment riches et photométriquement cohérentes pour permettre la détermination de paramètres photométriques, grâce à l'utilisation de modèles, et de pouvoir documenter ainsi les états de surface martiens. Ce point est traité dans la section suivante.

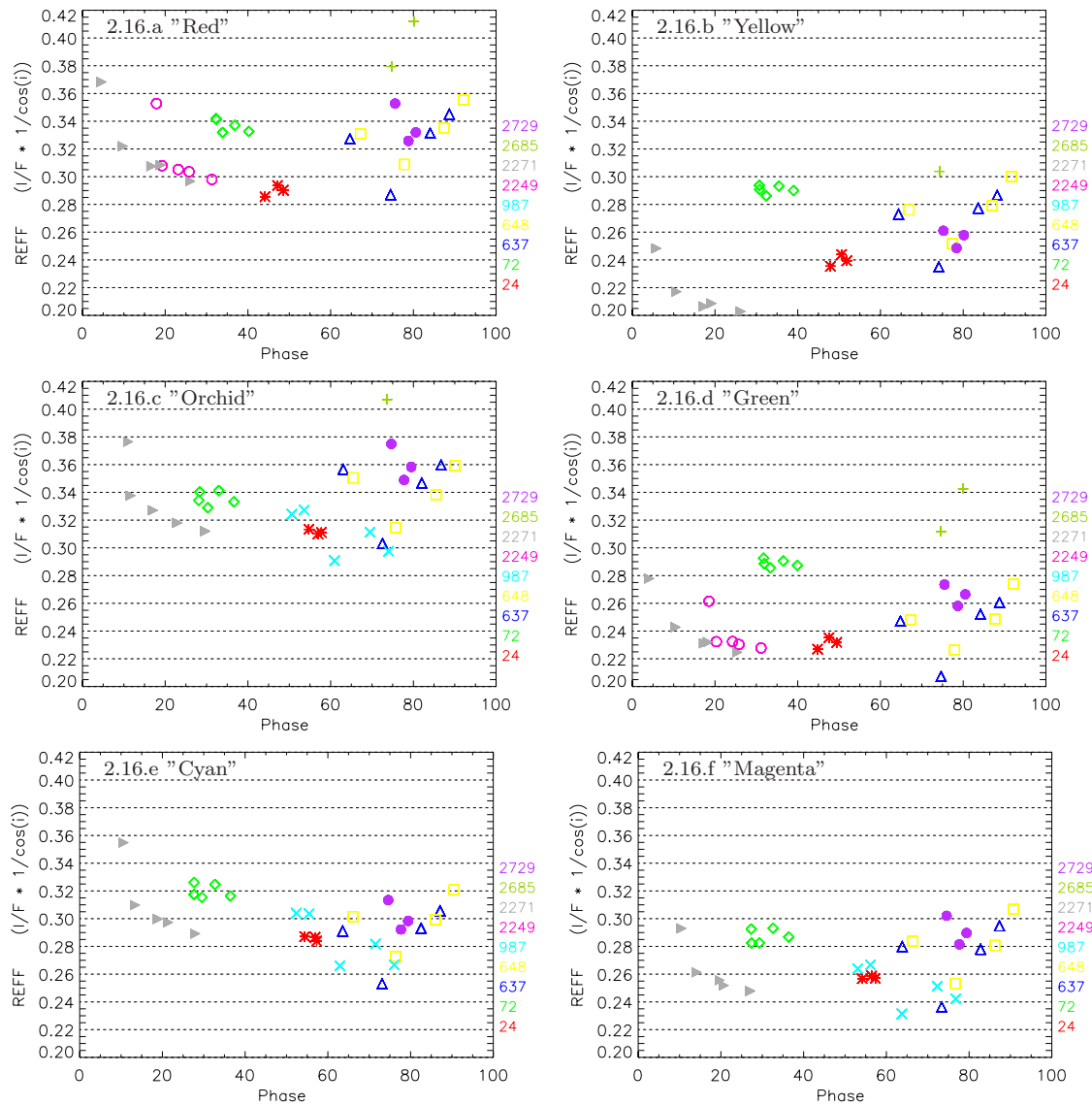


Fig. 2.16. Diversité de la fonction de phase : pour 6 points parmi les points particuliers (cf. Fig. 2.15) pris dans des terrains différents et sélectionnés pour leurs réflectances variées. L'échelle est identique. Les couvertures en phase sont stables d'un point à un autre. Malgré des fonctions de phases discontinues, les points présentent des tendances différentes.

3

Modélisation photométrique

Avant la mise en oeuvre de modèles photométriques, il importe de s'assurer de la part de la contribution de surface (cf. **page 48**) sur notre jeu de données. Nous avons vu à cette occasion que la contribution de surface r_s dépend de 3 fonctions, dont le coefficient de Fresnel. Celui ci ne dépend que de l'angle d'incidence et de l'indice de réfraction ici fixé à $n = 1.5$ et $k = 0.002$ (cf. **page 27**) et de deux fonctions, qui dépendent des conditions géométriques et du paramètre de rugosité au sens de Hapke (cf. **page 34**). Il est alors possible de quantifier l'importance de la contribution de surface dans notre ensemble de données pour différentes valeurs de rugosité.

	$\bar{\theta} = 5^\circ$	$\bar{\theta} = 15^\circ$	$\bar{\theta} = 25^\circ$		$\bar{\theta} = 5^\circ$	$\bar{\theta} = 15^\circ$	$\bar{\theta} = 25^\circ$
h0024nd	0.0047	0.0037	0.0035	h0987s1	0	0.0001	0.0020
h0024s1	0.0003	0.0020	0.0033	h0987s2	0	0.0005	0.0031
h0024s2	0.0006	0.0022	0.0034	h2249nd	0.0033	0.0023	0.0029
h0072nd	0	0	0.0014	h2249p1	0.0032	0.0024	0.0030
h0072p1	0	0.0001	0.0016	h2249p2	0.0005	0.0019	0.0027
h0072p2	0	0	0.0014	h2249s1	0.0016	0.0022	0.0030
h0072s1	0	0.0001	0.0017	h2249s2	0.0001	0.0016	0.0026
h0072s2	0	0	0.0015	h2271nd	0.0037	0.0022	0.0029
h0637nd	0	0.0003	0.0025	h2271p1	0.0029	0.0023	0.0029
h0637p1	0	0.0003	0.0023	h2271p2	0.0007	0.0019	0.0027
h0637p2	0	0	0.0017	h2271s1	0.0013	0.0021	0.0029
h0637s1	0	0.0002	0.0020	h2271s2	0.0002	0.0016	0.0026
h0648nd	0	0.0005	0.0023	h2685nd	0	0.0001	0.0020
h0648p1	0	0.0005	0.0024	h2685p1	0	0	0.0013
h0648p2	0	0	0.0017	h2685s1	0	0	0.0008
h0648s1	0	0.0002	0.0021	h2729nd	0	0.0012	0.0037
h0987nd	0	0.0003	0.0029	h2729p1	0	0.0012	0.0037
h0987p1	0	0.0001	0.0023	h2729s1	0	0.0011	0.0036
h0987p2	0	0.0005	0.0030				

Tab. 3.1. Contribution spéculaire r_s exprimée en REFF pour 3 classes de rugosité $\bar{\theta}$, (en **violet** les valeurs $> 3.10^{-3}$)

Nous avons appliqué cette formule pour chaque configuration géométrique. La contribution de surface r_s (cf. **page 48**) apparaît très faible pour l'ensemble des géométries correspondant aux différentes configurations HRSC dont nous disposons. On peut cependant observer que cette configuration de surface atteint des valeurs de l'ordre de l'incertitude ($r_s \approx 0.003$) sur la mesure dans le cas des orbites 24, 2249, 2271 et 2729.

Cette contribution de surface reste faible et s'observe pour les géométries proches des conditions de réflexion (24nd, 2249nd, 2271nd) ou de fortes incidences. Elle peut atteindre 20% du signal quand celui-ci est très faible. Elle est plus fréquente mais aussi atténuée pour des terrains rugueux. Ceci montre, que, sauf cas très particulier, la contribution de surface peut être négligée dans le bilan de la réflectance d'une surface naturelle. Le terme associé à la diffusion volumique sera donc toujours le terme dominant sur nos données HRSC. Venons-en maintenant à la modélisation proprement dite.

III.3.1 Tests et essais du modèle de Minnaert

Commençons d'abord par le modèle de Minnaert, le plus simple (cf. **page 43**). Le but est de trouver les 2 paramètres du modèle : l'albédo normal A_n et le coefficient de Minnaert k , afin de modéliser au mieux l'ensemble des réflectances observées sous toutes les différentes configurations angulaires. Nous avons ainsi déterminé ces paramètres de Minnaert sur différents sous-jeux de données, à différentes échelles d'analyse, en utilisant 2 méthodes de résolution.

a. Jeux de données choisis

Le modèle de Minnaert requiert a priori des angles i , e et g faibles ($<60^\circ$), notamment en ce qui concerne la phase (cf. **page 43**). Nous avons vérifié cette limitation du modèle. Pour cela, nous avons utilisé 3 sous-jeux de données :

- **Jeu n°1**, avec des angles faibles : $i < 40^\circ$, $e < 40^\circ$, $g < 40^\circ$. 3 orbites respectent ces critères : 24, 2249, 2271. Pour chaque pixel, on a entre 5 (dans la partie Ouest) et 13 (dans la partie Est) mesures.

- **Jeu n°2**, avec des angles faibles et intermédiaires : $i < 60^\circ$, $e < 60^\circ$, $g < 60^\circ$. Ce jeu est identique au premier, avec en plus les 5 configurations de l'orbite 72.

On note que la condition $i < 60^\circ$ est identique à $i < 40^\circ$, car il n'y a aucune image avec des incidences entre 40° et 60° .

- **Jeu n°3**, avec des angles bornés par : $i < 70^\circ$, $e < 70^\circ$, $g < 80^\circ$. Au jeu n°2 on rajoute les orbites 987, 2685 et 2729. Dans ce jeu, seules les orbites 637 et 648 ont été écartées ($i > 70^\circ$).

b. Méthodes de détermination des paramètres

Dans un premier temps, nous avons utilisé la méthode des moindres carrés pour déterminer les paramètres du modèle de Minnaert, après linéarisation de l'équation. Cette forme linéaire nous permet une résolution rapide par inversion, avec les moindres carrés, et nous donne les paramètres de Minnaert recherchés. Cette méthode suffit largement si l'on assure que la solution est unique.

Nous nous sommes également intéressés à un autre type de méthode, dite directe : l'exploration systématique dans l'espace des paramètres. On essaie ainsi exhaustivement toutes les valeurs possibles de k (par pas de 0.01) et de A_n (par pas de 0.002). A chaque couple de valeurs est attribué un score, défini comme le résidu moyen sur toutes les configurations angulaires, entre les réflectances modélisées en utilisant notre couple (k, A_n) et les réflectances observées.

Appliquées à 4 de nos points particuliers, les 2 méthodes ont donné des résultats identiques (cf. **Tab. 3.2**). Elles diffèrent cependant dans leurs avantages et inconvénients :

Les avantages des moindres carrés sont :

- un résultat quasi-immédiat ;
- un résultat « numériquement » exact.

Les inconvénients sont :

- pas de contrôle précis sur la convergence de la solution obtenue.

Les avantages et inconvénients sont inversés si on considère la méthode directe.

Point	Moindres carrés		Méthode directe	
	A_n	k	A_n	k
Red	0.310	0.910	0.309	0.905
Green	0.232	0.720	0.232	0.722
Cyan	0.302	0.940	0.301	0.938
Yellow	0.213	0.550	0.213	0.556

Tab. 3.2. Valeurs des paramètres de Minnaert pour 4 points particuliers par les deux méthodes

En vue d'avoir un contrôle de la stabilité des résultats nous avons opté pour la méthode directe, pour nous assurer de l'unicité de la solution. Mais celle-ci nécessite un temps de calcul beaucoup plus important pour l'ensemble de notre zone d'étude. La limitation en temps de calcul devient généralement rédhibitoire si l'on considère plus de 2 paramètres à modéliser.

c. Tests et essais

Les paramètres de Minnaert estimés sur nos 4 points particuliers préférentiels sont montrés **Fig. 3.1**. On observe une variabilité des paramètres d'un point à l'autre, même si les points « Red » et « Cyan » ont un comportement proche.

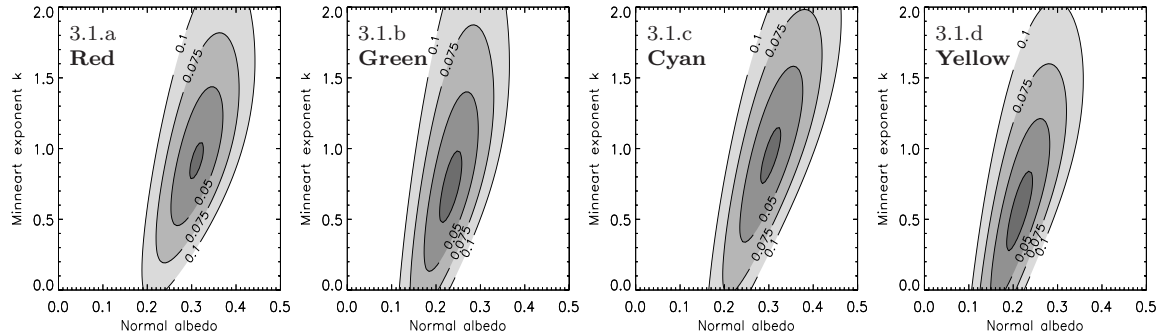


Fig. 3.1. Calcul des scores dans tout l'espace des paramètres (méthode directe) : la couleur gris foncé correspond à un écart en RADF de 0.025.

Les paramètres obtenus sur l'ensemble de la zone d'étude sont présentés **Fig. 3.2**. On remarque une bonne cohérence entre les sous-jeux 1 et 2 (ayant des phases plutôt faibles) : l'ajout de l'orbite 72, d'émergence d'environ 55° ne provoque pas d'incohérence. Par contre, les résultats sur notre sous-jeu 3 sont radicalement différents : l'ajout de phases élevées n'est donc pas compatible avec la modélisation de Minnaert. Par la suite nous utiliserons donc le sous-jeu de données 2, avec des conditions angulaires inférieures à 60° .

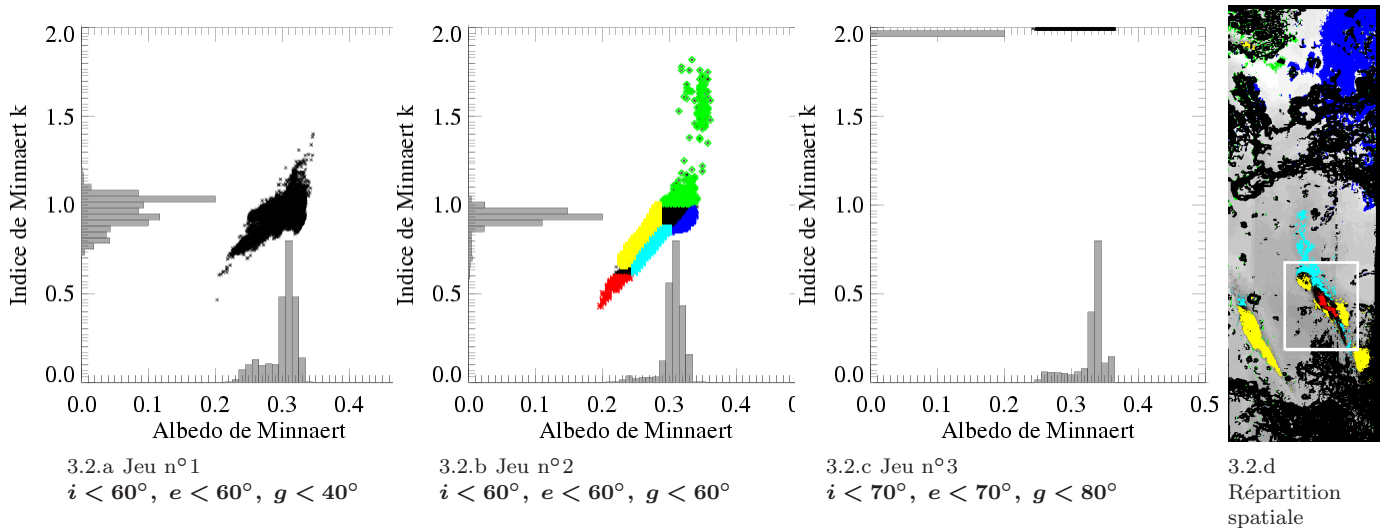


Fig. 3.2. Paramètres de Minnaert issus des différents sous-jeux de données

Au premier ordre, l'albédo et l'indice de Minnaert k sont corrélés, l'albédo a tendance à augmenter avec k (cf. **Fig. 3.2.b**). Cependant cette règle n'est pas systématique et il faut considérer ces deux paramètres ensemble. La répartition spatiale de ces 2 paramètres n'est d'ailleurs pas bijective comme le montrent les populations jaune et cyan (cf. **Fig. 3.2.b**). L'histogramme donne la valeur modale de 0.9 pour k (la valeur modale de An étant de 0.3) (cf. **Fig. 3.3**).

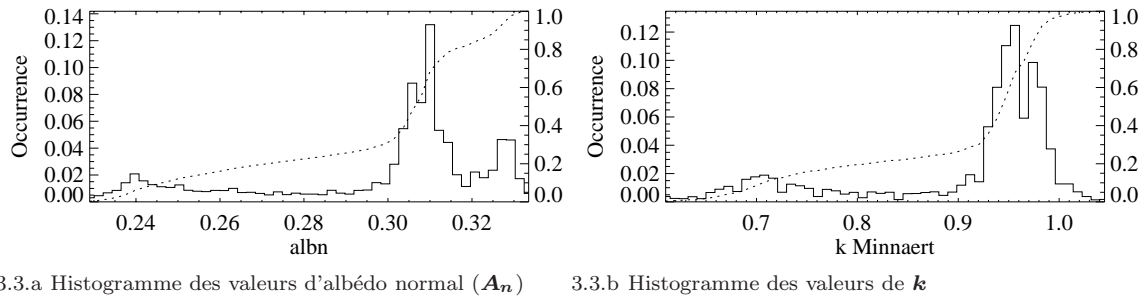


Fig. 3.3. Distribution des valeurs des paramètres de Minnaert

Les points de valeur de $k > 1$ sont rares, éparpillés sur la carte et à proximité de régions montagneuses. Pour ces 2 raisons, nous considérons cette population comme un artefact. Les valeurs de $k < 0.8$ sont systématiquement associées aux terrains sombres. Cette population se scinde en 2 groupes suivant les valeurs de k . La partie Nord récente de la tache sombre et son prolongement se distingue de sa bordure Sud-Ouest plus ancienne. En période calme, les fines particules présentes dans l'atmosphère ($1.5\mu\text{m}$) se redéposent progressivement et atténuent toutes les unités sombres sur notre zone d'étude. Apparue plus tôt et moins perturbée par la tempête de mars 2005 (cf. **page 98**), la bordure Sud-Ouest a eu assez de temps pour se recouvrir en partie à nouveau de poussières. C'est ce que montre la perte de contraste à cet endroit de l'image h2271 (cf. **Fig. 1.11 page 99**). Les paramètres de Minnaert ont permis de mettre en évidence une différence de comportement photométrique qui est peu visible sur les images initiales.

Sur l'édifice d'Apollinaris, la population en bleu (cf. **Fig. 3.2.d** et **Fig. 3.2.b**) est légèrement en dehors de la tendance générale avec des valeurs de k de 0.9-1 et de A_n de 0.32 à 0.34. Cette inflexion de la distribution dans l'espace paramétrique est aussi visible dans les travaux de [Esposito et al., 2007] (cf. **page 44**). Ce comportement apparaît aussi sous la forme d'un élargissement à fort albédo associé à de fortes valeurs de k dans les travaux de [de Grenier and Pinet, 1995].

Une autre analyse critique visant à évaluer l'effet du changement d'échelle spatiale a été ensuite conduite, en considérant 3 résolutions : 1600, 400 et 100 m/pixel. A la résolution de 100 m/pixel, le test n'a été mené que dans une zone centrale de Gusev où il n'y a pas de topographie exprimée (cf. carré blanc sur **Fig. 3.2.d**). Les résultats sont très cohérents. Les quelques points où $k > 1$ pour des résolutions de 400m et 1600m correspondent aux zones accidentées. On peut remarquer aussi que la résolution de 100m a permis d'obtenir des valeurs de $k < 0.5$ associées à des zones localement plus sombres ($A_n \approx 0.17$).

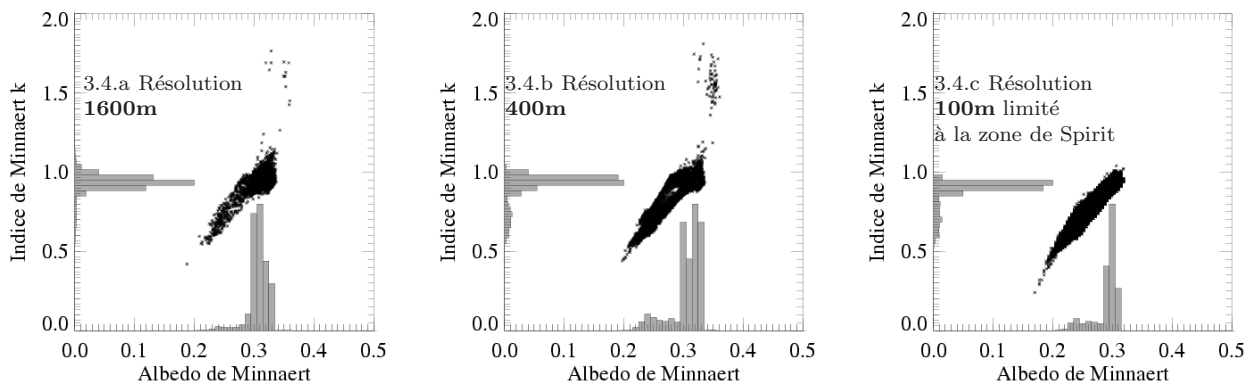


Fig. 3.4. Distribution des coefficients de Minnaert en fonction de l'albédo normal pour différente résolutions. Pour la résolution de 100m, le test n'a été fait que sur la zone de Spirit. La similarité de distribution suggère que les résultats de l'inversion sont indépendants de la résolution.

En conclusion, k augmente avec A_n . Cela signifie que plus le terrain est brillant, plus celui-ci a tendance à diffuser dans toutes les directions. Pour une surface lisse composée de petites particules, la proportion d'ombre plus faible rend la surface plus brillante. Dans cette situation, les rayons ont plus

de probabilité d'avoir un parcours complexe et d'être dispersés dans toutes les directions, un chemin optique complexe augmentant l'incertitude sur la direction finale des rayons lumineux. Parcourant une distance plus courte au sein de ces particules, le rayonnement est moins absorbé lors de la traversée du milieu, avec un accroissement de la diffusion multiple dans le signal réfléchi.

Au contraire pour les particules plus grosses ou plus opaques, la contribution de diffusion simple est prépondérante dans notre signal. La direction de cette unique réflexion est régie par l'orientation des facettes (cf. **Fig. 4.12 page 32**) et peut induire une anisotropie plus ou moins prononcée suivant la géométrie des observations (cf. **page 36**).

III.3.2 Tests et essais du modèle de Hapke

a. Choix du modèle

Le modèle théorique le plus simple, après le modèle empirique de Minnaert, est celui de Lumme-Seeliger (cf. **page 45**), mais il n'est adapté qu'aux terrains sombres, sachant que la région de Gusev est relativement brillante. La littérature récente concernant l'analyse *in situ* des propriétés du régolite martien [Johnson et al., 2006b] a mis en oeuvre le modèle de Hapke avec un certain succès. Dans ces études, la modélisation considérait 3 fonctions : la fonction de phase, la rugosité de surface et l'effet d'opposition.

Pour modéliser la fonction de phase, Johnson et al. [2006b] ont considéré successivement une fonction de Henyey-Greenstein à 1 lobe (HG1) et à 2 lobes, la fonction à 3 lobes (HG3) n'étant généralement pas requise pour des angles de phases inférieurs à 130° [Hartman and Domingue, 1998]. Après avoir testé les fonctions HG1 et HG2, nous avons opté pour l'emploi de la fonction HG2, déjà expérimentée dans le cadre d'une thèse de photométrie de laboratoire [Cord et al., 2003] ayant exploré son applicabilité à des mesures multi-angulaires couvrant le domaine de phase 20° à 120° , et simulant les conditions les plus fréquemment rencontrées en observation orbitale. Les résultats expérimentaux produits par A. Cord ont montré l'importance de la rugosité macroscopique [Cord et al., 2003, Cord et al., 2005], qui est donc mise en oeuvre dans cette étude. La couverture en phase à laquelle on accède, après élaboration des fonctions de phase considérant les observations multi-orbitales produites par HRSC, s'étend de 5° à 95° . Cela nous a amenés à tester la contribution potentielle de l'effet d'opposition (cf. **page 129**).

b. Choix de la méthode de détermination des paramètres (minimisation) :

L'approche directe, basée sur le maillage de l'espace paramétrique, était à priori envisageable, avec comme avantage principal de pouvoir définir au mieux les zones de stabilité et l'incertitude associées à la détermination des paramètres. Néanmoins, le coût numérique croît de façon exponentielle avec le nombre de paramètres considérés. Dans le cas traité ici, la modélisation photométrique requiert 6 paramètres, rendant cette approche prohibitive. Nous avons donc utilisé une méthode alternative, s'appuyant sur l'algorithme génétique, déjà mise en oeuvre et expérimentée sur le modèle de Hapke par Aurélien Cord ([Cord et al., 2003, Cord et al., 2005]). Historiquement, c'est au début des années 1960 que John Holland de l'Université du Michigan a commencé à s'intéresser à ce qui allait devenir les algorithmes génétiques. Ses travaux ont trouvé un premier aboutissement en 1975 (cf. [Holland, 1975]). L'idée fondamentale est la suivante : le réservoir génétique d'une population donnée contient potentiellement la solution, ou plutôt une meilleure solution, à un problème adaptatif donné. Cette solution n'est pas exprimée car la combinaison génétique sur laquelle elle repose est dispersée au niveau de plusieurs individus. Ce n'est que par l'association de ces combinaisons génétiques au cours de la reproduction que la solution pourra s'exprimer.

Le principe de fonctionnement d'un algorithme génétique est simple :

- **Codage du problème** sous forme de génome, i.e. définition des gènes des individus, un individu représentant une solution potentielle au problème.
- **Génération aléatoire** d'une population. Celle-ci contient un réservoir génétique qui représente un ensemble de solutions possibles.
- **Calcul d'une valeur d'adaptation** ou score pour chaque individu. Elle sera fonction directe de la proximité des différents individus avec l'objectif.

- **Sélection des individus** devant se reproduire en fonction de leurs scores.
- **Croisement des génomes des parents.**
- Sur la base de ce nouveau réservoir génétique, **on réitère à partir du l'étape numéro 3.**

Les croisements (crossover, étape 5) sont à la base des algorithmes génétiques. Il existe toutefois un autre opérateur important : la mutation. En effet, au sein d'un réservoir génétique donné, même important, il est possible que la solution recherchée ne soit pas présente. L'opérateur de mutation permet l'émergence de nouvelles configurations génétiques. En élargissant le réservoir, ces mutations améliorent les possibilités de trouver une solution optimale.

Les algorithmes génétiques sont des systèmes originaux, s'inspirant du fonctionnement présumé du vivant. La méthode utilisée est très différente des algorithmes classiques d'optimisation. Nous retiendrons quatre points principaux :

- **Utilisation d'un codage des paramètres**, et non des paramètres eux-mêmes.
- **Travail sur une population de points**, au lieu d'un point unique.
- **Utilisation des seules valeurs de la fonction à optimiser**, et non de leur dérivée ou d'une autre connaissance auxiliaire.
- **Utilisation de fonctions de transition probabilistes**, non déterministes.

Il est important de comprendre que le fonctionnement d'un tel algorithme ne garantit nullement la réussite. Nous sommes en présence d'un système stochastique et la probabilité n'est pas nulle qu'un réservoir génétique soit trop éloigné de la solution ou, par exemple, qu'une convergence trop rapide bloque le processus d'évolution. Ces algorithmes n'en sont pas moins extrêmement performants, et leur utilisation se développe dans des domaines aussi divers que la prévision boursière, l'ordonnancement des systèmes de production ou la programmation des robots d'assemblage dans l'industrie automobile.

Le concept de base de l'algorithme génétique est très général et son application dans la détermination des paramètres de Hapke est décrite en détail dans [Cord et al., 2003] et dans sa thèse ([Cord, 2003]).

Appliqué à notre problème, nous noterons simplement que les avantages de cette technique sont :

- **Tous les paramètres de Hapke** sont traités simultanément sans présuppositions supplémentaires, limitant le risque de rencontrer un extremum local.
- **Toutes les configurations ont le même poids**, i.e. toutes les données disponibles sont utilisées pour résoudre le problème.
- En comparaison avec la méthode de Monte Carlo ([Hillier and Buratti, 2001]), l'algorithme génétique **améliore le temps de calcul** d'un facteur 50 000.

Concernant la modélisation de Hapke appliquée à nos données HRSC, une procédure de détermination des 6 paramètres a été établie et validée, après un certain nombre de tests et d'essais. Cette procédure fait un compromis entre minimisation et fréquence statistique d'une solution : elle caractérise ainsi chaque paramètre par la moyenne des 30 meilleures solutions (les 30 scores les plus bas), assortie de l'écart-type correspondant. Des exemples de résultats sont donnés ci-après (à partir de **page 129**).

c. Exemple de points particuliers :

Une fois le modèle et la méthode d'inversion choisie, nous avons testé l'inversion sur les points particuliers précédemment définis (cf. **Fig. 2.15 page 118**). L'objectif a été de comprendre la robustesse d'une telle inversion selon la description de la fonction de phase et les conditions géométriques. Nous nous limitons ici à un point brillant : le point **Red** et à un point sombre : le point **green** mais tous les points ont été analysés en détail.

Les figures **Fig. 3.5** et **Fig. 3.6** correspondent à la répartition des résidus en fonction des configurations (**Fig. 3.6**) et en fonction de la phase (**Fig. 3.5**). Celle-ci varie au sein même d'une même orbite et met ainsi en évidence que des géométries spécifiques (forts angles d'émergence et d'incidence) sont moins bien modélisées. Il apparaît aussi que les observations avec le capteur nadir à émergence très faible ont un comportement particulier, non décrit par le modèle de Hapke. Néanmoins le résidu reste la plupart

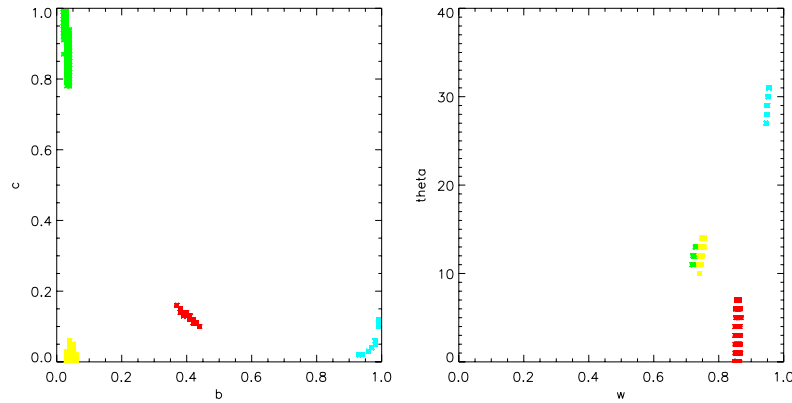


Fig. 3.8. Distribution des paramètres de Hapke vis à vis des angles d'émergence

Impact d'une différence de $\pm 1^\circ$. Le paramètre c est mal contraint pour le point Green, de même que le paramètre θ pour le point Red.

III.3.3 Introduction à l'article

Nous avons décrit l'ensemble de données de photométrie multi-angulaire acquises par HRSC en cours de mission sur le cratère de Gusev. Il apparaît qu'une couverture de phase de (5 à 95°) est tout à fait utilisable sur la planète Mars si un certain nombre de précautions sont prises préalablement ; Il est ainsi nécessaire d'éliminer les images acquises en période de forte opacité atmosphérique et de limiter la résolution au moins à 400m à cause d'imperfections du modèle numérique de terrain. Nous avons ensuite mis en oeuvre une démarche de modélisation, choisi deux modèles, à savoir celui de Minnaert puis celui de Hapke, et les avons essayés successivement sur plusieurs points représentatifs. Sur la base des résultats acquis, un travail de cartographie des variations photométriques a ensuite été conduit.

L'article ci-joint décrit la répartition spatiale obtenue à l'aide du formalisme de Minnaert puis celui de Hapke. Il reprend la description de l'ensemble de données puis traite de la sensibilité de celles-ci à la détermination de paramètres photométriques. Une étude s'ensuit sur les critères statistiques en vue de quantifier leurs incertitudes. Une carte pour chaque paramètre est alors produite à 1600m de résolution, ainsi qu'une analyse en composantes principales qui permet la classification des différentes variations observées.

Par l'établissement d'un lien entre variations photométriques et unités géomorphologiques, ce travail met en évidence le rôle déterminant que joue la perturbation de surface par l'atmosphère au moins dans cette région. Par une analyse conjointe entre les observations orbitales et *in situ*, ces travaux concluent que les zones de faible albédo sur le plancher de Gusev sont en partie causées par l'enlèvement cumulé des poussières. Ces travaux concluent aussi que la photométrie dans ces régions est liée à l'organisation physique de la surface et n'est pas seulement une caractéristique intrinsèque et individuelle des particules, en accord avec d'autres études cette fois-ci expérimentales ([Shepard and Helfenstein, 2007] et [Piatek et al., 2004]).

GUSEV PHOTOMETRIC VARIABILITY AS SEEN FROM THE ORBIT BY HRSC/MARS-EXPRESS

Cette section du chapitre III présente sous la forme d'un article soumis à Icarus (Jehl et al.) les principaux résultats acquis sur la région de Gusev décrite et sélectionnée dans les sections précédentes. A des fins de clarté dans la lecture du mémoire, le choix a été fait de ne pas donner l'ensemble des résultats produits au cours des différents essais de modélisation et plutôt de se concentrer sur les retours scientifiques majeurs produits par la démarche exploratoire suivie.

Abstract

Minnaert and two-term phase function Hapke models concur to demonstrate that HRSC multi-angular observations acquired over Gusev crater and Apollinaris southern flank along the ongoing Mars-Express mission can be, under some limitations (e.g., atmospheric opacity less than 0.9), pieced together to derive integrated phase functions over a wide range of phase angles ($5-95^\circ$) at moderate spatial resolution on the order of 400 m-1.6 km.

This work shows that one can document from orbit the photometric diversity of the martian surface properties. 3 units (Cyan, dark-blue and orchid) are present on both Apollinaris Patera flank and across Gusev crater floor. These 3 photometric units present the same high single scattering albedo w with rather forward scattering properties (high b , low c), low to intermediate macroscopic roughness ($\bar{\sigma}$) and porous or not compacted powdered surface state as indicated by the opposition parameters (narrow width h , large amplitude B_0 : 0.7-0.9). These units are widespread across the crater floor and Apollinaris.

Another unit (orange) has the highest single scattering albedo w , the smoothest surface in terms of macroscopic roughness, associated with an extremely forward scattering behavior. The opposition parameters are consistent with the presence of transparent particles in the surface powder layer. The distribution of this unit appears quite intermittent across the crater and do not seem to indicate any relationship with a given morphological structure. It may correspond to sparse areas where the structure of the surface dust layer is the most preserved.

The most pronounced photometric changes are observed in 3 units associated with the low-albedo features corresponding to dark streaks. These 3 units (yellow, green and magenta) have a low single scattering albedo, are the most backscattering surfaces across Gusev, have a high surface roughness and present variable surface states as shown by the opposition parameters estimates, consistent with the occurrence of large basaltic sand grain sizes organized in more or less packed layers. The yellow and green units present a relatively more backscattering behavior, associated with rather high surface roughness estimates ($14-18^\circ$). Clear differences are seen among these units in terms of opposition effect. While the green one exhibits typical characteristics (narrow width h , large amplitude B_0), the magenta unit appears more unusual in terms of lobe width ($h=0.30$) and the yellow one is atypical with $B_0=0.73$ and $h=0.75$, suggesting the occurrence of a packed / compressed / narrow size distribution powder particulate surface. The opposition effect thus appears to play a discriminant role suggesting that the surface state optical properties across Gusev are strongly influenced by the porosity and packing characteristics of the upper layer of the martian regolith.

The mapping aspect of the present photometric investigation is quite useful to get a better sense of the meaning of the observed variations. Indeed, the Hapke modeling appears to deliver a complex

information related to the surface organization (surface roughness, packing state, ...) involving a lot more than a simple physical characterization of the intrinsic optical properties of the constitutive particles. Given the overall patterns derived from the photometric analysis, it is quite possible that the observed photometric variation at least for the western and central part of Gusev crater is partly driven by the prevailing wind regimes considered to be oriented northnorthwest/ south-southeast (Greeley et al., 2006), continuously disturbing (sweeping, abrading, pressing, packing, dust removing) the very upper surface layer. The present photometric results agree with independent investigations based on thermal inertia, reflectance spectroscopy, in situ photometric and microscopic imaging and support the idea of a thin layer of fine-grained dust, being stripped off in the low albedo units to reveal a dark basaltic substrate comprising coarse-grained materials. It hints at exploring in great detail the possible interplay between rocks, soils and aeolian weathering activity.

III.4.1 Introduction :

Almost twenty years ago was demonstrated the importance of linking multispectral observations obtained both from the Viking orbiter and lander multispectral instruments for the purpose of identifying the key components present at the subpixel level within the orbital imaging data (Arvidson et al., 1982; Adams, 1986). Since then, various observations including telescopic, orbital and in situ imaging and spectroscopic data and their related interpretations have led to the idea that the martian surface displays heterogeneous optical/spectroscopic properties at different spatial scales. These heterogeneities may arise from the geological transitions and geomorphic boundaries, from the physical surface processes responsible for the surface texture caused by transport, erosion and deposition, and/or from the in situ ongoing geochemical processes of alteration and diagenesis likely to occur in the martian soils and subsurface layers.

Optical observation of planetary surfaces is complicated by the surface photometric function and the atmospheric scattering, which result in wavelength-dependent limbdarkening profiles (e.g.; Veverka et al., 1978). Indeed, under a given viewing geometry, the reflectivity of the martian surface depends both on the surface composition and physical properties such as surface roughness at all spatial scales (e.g., Hapke, 1984; Mushkin and Gillespie, 2005, 2006; Cord et al., 2007; Mc Cord et al., 2007). In the past, despite the progressive development of photometric modeling for addressing the light scattering behavior by the surface (Hapke, 1981, 1984, 1986, 1993, 1999, 2002), the influence of the viewing geometry has generally not been addressed in the interpretation of martian surface spectral variability as observed by telescopic and orbital means (e.g., ISM-Phobos-2, earth-based telescopes, HST) because of the paucity of appropriate data acquired under varying observational conditions (e.g., Erard et al., 1994; Mustard and Bell, 1994; Kirkland et al., 1997, Bell et al., 1999).

However, over the years, telescopic and spaceborne photometric observation of planetary regolith has progressively evolved from whole-disk toward disk-resolved measurements at regional scales (e.g., Geissler and Singer, 1992, DeGrenier et Pinet, 1995, Helfenstein et al., 1996, Simonelli et al, 2000; Warell and Limaye, 2001, Pinet and Rosemberg, 2001, Clark et al., 2002, Warell, 2004; Soderblom et al., 2006), and in the case of Mars toward in situ studies (e.g., Guinness et al., 1997, Johnson et al., 1999, Johnson et al., 2006). In particular, during the 1988 opposition, visible-nearinfrared multispectral imaging data were obtained at the Pic du Midi Observatory in France, and a nearly global coverage of the martian eastern hemisphere, acquired under small phase angles and varying observational geometries conditions, was produced. This dataset offered for the first time the possibility to explore the regional (100-300 km scale) photometric behavior of the martian surface as a function of the wavelength and surface albedo. Given the small phase angle observation conditions, the Minnaert's equation was used to approximate the photometric behavior of particulate surface. The limitations of the Minnaert model are reached for large phase angles and large incidence and emergence (McEwen et al., 1991), so that this function is well suited for the center of the disk observed at opposition. Consequently, were only considered the central parts of the disk images, for which the incidence and emergence are less than 60°. Generalizing the procedure developed in (DeGrenier and Pinet, 1995) within the common overlap zones existing between successive images in the mosaic, the regional variations of the Minnaert coefficient were mapped by minimizing the residual normal reflectance difference of common martian surface elements observed under different viewing geometries, with the derivation of the related geometric albedo (Pinet and Rosemberg,

2001). The results indicated that, though the modal value for the Minnaert coefficient k is around 0.75, in general agreement with the literature (e.g., Tejfel et al., 1992, Erard, 2000), there exists a wide variability ranging mainly between 0.5 and 1, with a lower distribution tail comprised between 0.35 and 0.50, more pronounced at 0.91 and 0.98 μm than at 0.73 μm wavelength, apparently associated with the distribution of the low albedo terrains.

The photometric function of Mars appears increasingly influenced from visible to near-infrared by the variability of the surface/atmosphere system. Several types of mechanisms can be invoked, with the possibility of a large contribution of atmospheric multiple scattering above 0.7 micron associated with regional variations of opacity and suspended particles and aerosols in the atmosphere (e.g., Combes et al., 1991; Drossart et al., 1991; Erard et al. 1994), obeying Mie scattering (Drossart et al., 1991). However, observations, made at time of 1988 opposition, indicated a low opacity (Pinet and Chevrel 1990) indirectly estimated as 0.5 or less at 1 μm . Consequently, in agreement with (Regner et al., 1988) and (Arvidson et al., 1989), instead of ascribing the observed variability to regional spatial variations of atmosphere opacity, it was inferred that the intrinsic subpixel heterogeneity of the martian surface coupled with enhanced contrast might strongly influence the martian photometry in the near-infrared. This subpixel heterogeneity of the martian surface in the 0.7-1 μm domain could be related to the occurrence of ferric and ferrous absorptions features (e.g., Pinet and Chevrel 1990, Bell et al., 1993, Mustard et al. 1993, Murchie et al. 1993, Martin et al., 1996, Bell et al., 1997, Erard, 2000) associated with subpixel exposed lithology surface units sparsely covered by a variable amount of soil and / or dust particles which are more or less cemented. This would result in variable grain size distributions, responsible for changing surface roughness or texture at subpixel scale and contributing to viewing geometry effects (e.g., Fischer and Pieters 1993). These results highlighted the fact that the martian surface photometric properties are complex and generally non lambertian and have been recently confirmed with observations in the near-infrared made by PFS (Planetary Fourier Spectrometer) onboard Mars Express (Esposito et al., 2007).

One essential conclusion from these studies was that the detailed interpretation of martian reflectance data should take into account differential photometric effects caused by the combination of observational geometry and the existence of the martian atmosphere with its variable aerosols contribution. Though mars atmospheric contribution cannot be totally excluded, the martian spectrophotometric properties should be prevalently controlled by the behavior of the particulate surface material.

To progress any further in our understanding and description of the martian surface photometric behavior (e.g., texture, roughness, porosity, proportion of crystals versus fines) requires multiangular and/or multitemporal spectrophotometric analyses. This ongoing task has been undertaken both in situ and from orbit by, on one hand appropriate multispectral imaging sensors such as Pancam (MPF, MER) and HRSC/Mex, and on the other hand, by imaging spectroscopy instruments, through dedicated spot pointing observations (OMEGA/Mex) and systematic emission phase function studies (CRISM/MRO). In order to better interpret the physical and mineralogical properties of the surface at subpixel scale, one must address the physics that controls the light interaction processes with soils components. However, these processes are related to electromagnetic energy and its interaction with a particulate interface through a combination of specular reflection, transmission, absorption, diffraction, and multiple scattering from adjacent particles. The physics of this process is complex and no complete analytical solution has been established so far. A number of semi-empirical models have been developed for analyzing the bidirectional reflectance data of particulate surfaces based on the scattering and absorption properties of minerals and rocks (e.g., Hapke, 1981, 1986, 1993; 2002, Johnson et al., 1992; Hiroi and Pieters, 1994; Shkuratov et al., 1999). The Hapke model which is the most in use one is generally difficult to handle as it requires the knowledge of six parameters, linked with the multiple scattering, the phase function, the opposition effect, and the roughness. Its complexity has been discussed against other models (Helfenstein and Veverka, 1987, Geissler and Singer, 1992, Liang and Townshend, 1996; Douté and Schmitt, 1998; Mishchenko et al., 1999; Shkuratov et al., 1999, Poulet et al, 2002). In (Cord et al., 2003), a method has been developed for alleviating these limitations in the determination of the global set of Hapke parameters, when dealing with a set of angular conditions representative of the usual range of observation in planetary exploration (phase angle between 20° and 120°) for spaceborne optical instruments. This approach is founded on a genetic algorithm : the whole set of Hapke parameters is then treated

simultaneously without any a priori assumptions. It limits the risk of meeting a local minimum in comparison to other methods of inversion, and the stability and repeatability of the determination are improved.

Beyond its application to laboratory studies (e.g., McGuire and Hapke, 1995; Cord et al., 2003; Shepard and Helfenstein, 2007), the Hapke modeling has been implemented so far on a limited number of terrestrial and martian in situ photometric observations (e.g., Shepard et al., 1993; Guinness et al., 1997; Johnson et al., 1999, Johnson et al., 2006). A few exploratory studies excepted (Regner, 1988; Arvidson et al., 1989; Geissler and Singer, 1992), it has not yet been extensively tested on Mars with well-documented orbital datasets. Only quite recently such a dataset has been produced with the multi-angular High resolution Stereo Camera (HRSC) instrument on-board Mars-Express and it is the purpose of this paper to explore by means of different photometric modeling approaches (i.e., Minnaert, Hapke) whether this orbital information can be used for characterizing the martian surface photometric behavior, at rather high spatial resolution (in the range of a few hundred meters) and linked to the various investigated geologic surfaces, in a consistent manner with the photometric observations available from in situ observations (e.g., Arvidson et al., 1989; Strickland, 1989, Guinness et al., 1997; Johnson et al., 1999, Johnson et al., 2006). Accordingly, the focus of the paper is placed on Gusev crater for which a wealth of information is available, as a result of the in situ exploration carried out by the rover Spirit (e.g., Squyres et al., 2004; Bell et al., 2004; Arvidson et al., 2004, 2006; Johnson et al., 2006).

III.4.2 HRSC Data Set and Processing

One of the new investigations from orbit that can be addressed with the multi-angular HRSC dataset generated with the nadir-looking, stereo and photometric channels, is to derive the surface photometric characteristics for mapping the variation of the soil/bedrock physical properties of Mars, and to relate them to the spectroscopic and thermal observations produced by OMEGA, TES and THEMIS instruments. The HRSC camera is a pushbroom imaging system. It contains 9 parallel CCD-line detectors; nominally, their linear fields of view are oriented normal to the orbit track; an image is built up by repeatedly reading out each array as the spacecraft moves over the surface and the field of view scans the surface. Each detector array views the scene at a different angle from forward to aft of nadir so that each detector views a different line in the scene at any instant of time. Nine detectors consecutively scan the same surface area producing nine overlapping images. Five of the nine detectors have the same panchromatic filters. These detectors are usually referenced as nadir channel (nominally directed toward nadir), two photometric channels (directed 12.9° in both directions from nadir), and two stereo channels (directed 18.9° from nadir). Since they have different emission and phase angles, this set of five overlapping images can potentially be used to extract photometric information (Neukum, ESA SP1240; Mc Cord et al., 2007). However, this possibility presents some limitations due to the narrow range of photometric angles and the potential atmospheric influence. As a matter of fact, a single orbit HRSC image set does not contain enough information for describing the whole photometric function (see Pinet et al., 2005, Jehl et al., 2006, Pinet et al., 2006).

In order to compensate for the limited number of observational geometries associated with one HRSC acquisition, observations from several overlapping strips acquired at different times along the mission must be combined in order to span as much as possible the phase angle domain (Pinet et al., 2005; Jehl et al., 2006). The region under study is the Gusev crater and south flank of Apollinaris Patera (cf. Figs. 1 and 2) for which 10 overlapping strips have been obtained by Mars Express in 2 years orbiting around Mars (cf. **Tab. 4.1** and **Tab. 4.2**), with 2 orbits (24 and 72) at low phase angle ($g < 50^\circ$; $i \ 30^\circ$), 2 orbits (637 and 648) at high phase angle ($g > 60^\circ$; associated with dawn illumination conditions $i \ 80^\circ$) and 6 additional orbits (987, 1879, 2249, 2271, 2685, 2729) with varied geometry conditions). The HRSC observations have been acquired with a compression ratio varying between 5 and 15 and initial binning modes comprised between 1 and 4. In the following, HRSC data are binned at 1.6 km / pixel and orthorectified with the HRSC DTM October 2005 version (Scholten et al., 2005) to correct for mis-registration and minimize compression effects. Are given on Figures 3a and 3b respectively the HRSC regional elevation and slope maps produced at 400m/pixel resolution from orbit 2271, considered to be the best product for this area. However, DTM residual noise causes yet some imperfection and advanced DTM products should be implemented for addressing studies at higher spatial resolution (e.g., Gwinner et al., 2005, 2007; Jaumann et al., 2007; Lohse et al., 2006; Spiegel et al. 2007; Heipke et al., in press). With very

oblique illumination conditions, observational limitations are the shadow caused by the local relief (see **Fig. 4.2**) and decreased S/N ratio. Taking advantage of the extended phase domain ranging up to 95° associated with a diversity of illumination conditions (cf. **Fig. 4.1** and **Fig. 4.2**), the Hapke inversion procedure, developed and tested on experimental data (Cord et al., 2003) and using a double Henyey-Greenstein function, has been applied (Jehl et al., 2006).

Name	Acquisition Time	Ls ($^\circ$)	Sub Solar Latitude	Sub Solar Longitude	τ
h0024.0000	16 Jan. 2004	334	-10.6 $^\circ$	153.2 $^\circ$ E	0.9
h0072.0000	01 Fev. 2004	342	-7.1 $^\circ$	154.1 $^\circ$ E	0.8
h0637.0000	20 Jui. 2004	63	22.2 $^\circ$	-109.8 $^\circ$ E	0.3
h0648.0000	23 Jui. 2004	64	22.5 $^\circ$	-109.7 $^\circ$ E	0.3
h0987.0000	26 Oct. 2004	106	24.2 $^\circ$	119.8 $^\circ$ E	0.3
h1879.0000	02 Jui. 2005	241	-22.0 $^\circ$	94.0 $^\circ$ E	1.3
h2249.0001	14 Oct. 2005	306	-20.1 $^\circ$	171.9 $^\circ$ E	0.8
h2271.0000	20 Oct. 2005	309	-19.1 $^\circ$	174.5 $^\circ$ E	0.8
h2685.0000	13 Fev. 2006	11	-4.7 $^\circ$	-115.8 $^\circ$ E	<0.8
h2729.0000	25 Fev. 2006	16	7.2 $^\circ$	-117.6 $^\circ$ E	<0.8

Tab. 4.1. Set of HRSC orbits used in this study, with corresponding acquisition time, Ls : Solar Longitude, Subsolar latitude and longitude, and atmospheric opacity estimate τ (from Lemmon et al., 2006) in the visible range.

However, in a first step, a much simpler photometric analysis has been performed relying on the Minnaert phenomenological modeling. It is indeed worth applying this to rather high resolution data, at a spatial scale related to geomorphic features and albedo units seen across the scene and for which the in situ knowledge is available. It has never been done in the past and it is the purpose of the next section to explore and document the existing links between earlier photometric results (i.e., normal albedo and Minnaert parameter), produced at regional / global scales and the observed local variations, and assess the degree of non lambertianity of the martian optical response, at local spatial scales in the range of a few hundred meters to one kilometer.

III.4.3 Minnaert results at Gusev

Initially developed by Minnaert (1941), the Minnaert function has been widely used for characterizing the surface photometry of the moon, and more recently that of mercury and small planetary bodies (e.g., Simonelli et al., 2000; Warell and Limaye, 2001). It has also been used to model the martian photometric properties from orbital and telescopic datasets (e.g., Degrenier and Pinet, 1995; Erard, 2000; Esposito et al., 2007). It can be considered as a generalization of the Lambert model and is able to describe the scattering properties of most particulate materials and surfaces, especially at low phase angles. For a given wavelength λ the reflectance depends on the solar phase g , emission e and incidence i angles as follows :

$$rcose = r_0(g, l) \cdot (\cos(i) \cdot \cos(e))^{k(g, l)} \quad (4.0)$$

where r is the radiance factor or reflectance when it is normalized to arbitrary values, $r_0(g, l)$ is the Minnaert albedo or normal reflectance, At phase zero, it is the normal albedo. Equation (0) gives the dependence of reflectance upon the physical state of the surface through the k parameter. In the case of disk-integrated observations, this quantity called the Minnaert parameter usually varies from 0 to 1 as a function of phase angle and wavelength and describes the limb-darkening effect. Typical values of this parameter on mineral samples and planetary bodies range from 0.5 to 1. The case $k=0$ corresponds to cosine limb-darkening; a Lambert surface would give $k=1$; a specular reflector would correspond to k . The full Moon has no limb effect, so that $k=0.5$ (Helfenstein and Veverka, 1987). The value of k is related to multiple scattering, hence to texture or roughness, and can be sensitive to atmospheric scattering in

Configuration	Mean			Spirit location (175.47°E,-14.57°N)				
	e (°)	g (°)	Deviation to Spec.(°)	i (°)	e (°)	g (°)	Deviation to Spec.(°)	Azimuth (°)
h0024_0000.nd	24±4	50±3	4±2	25.7	22.2	47.9	4.2	175±2
h0024_0000.s1	32±3	53±3	25±2	25.8	30.3	50.6	25.5	131±2
h0024_0000.s2	32±3	53±3	22±2	25.6	29.9	51.8	20.9	140±2
h0072_0000.nd	53±2	30±2	78±3	25.5	54.8	30.8	79.8	15±1
h0072_0000.p1	54±2	34±2	77±3	25.4	55.6	35.5	79.1	31±1
h0072_0000.p2	54±2	30±2	79±3	25.5	56.2	30.7	81.8	0±1
h0072_0000.s1	55±2	38±1	77±3	25.3	56.7	39.0	79.2	38±1
h0072_0000.s2	55±2	31±2	81±3	25.6	57.6	32.4	83.1	7±1
h0637_0000.nd	5±1	74±1	84±2	78.6	4.6	74.1	83.1	13±4
h0637_0000.p1	22±1	83±1	85±2	79.7	21.4	83.6	83.8	99±1
h0637_0000.p2	30±1	64±1	98±2	75.9	29.6	64.4	97.7	63±1
h0637_0000.s1	31±1	88±1	90±2	80.2	31	88.2	88.6	103±1
h0648_0000.nd	2±1	77±1	81±2	78.9	1.5	77.4	80.3	12±7
h0648_0000.p1	21±1	86±1	82±2	80.1	21.1	87.1	80.7	108±1
h0648_0000.p2	31±1	66±1	97±2	75.9	30.3	66.9	96.8	68±1
h0648_0000.s1	31±1	91±1	87±2	80.5	31	91.6	85.7	110±1
h0987_0000.nd	7±2	63±2	75±2	—	—	—	—	—
h0987_0000.p1	16±1	55±2	83±2	—	—	—	—	—
h0987_0000.p2	16±1	72±2	71±2	—	—	—	—	—
h0987_0000.s1	22±1	52±2	88±2	—	—	—	—	—
h0987_0000.s2	22±1	76±2	70±2	—	—	—	—	—
h1879_0000.nd	3±2	82±2	78±3	80.6	0.6	81	80.1	144±26
h1879_0000.p1	15±1	88±2	77±3	80.7	15.2	86.6	78.6	112±1
h1879_0000.p2	13±1	77±2	87±2	80.3	15.9	75.8	88.6	72±1
h1879_0000.s1	23±1	91±2	79±3	80.8	22.6	89.4	80.8	111±1
h1879_0000.s2	24±1	75±2	93±2	80.2	24	73.5	94.9	71±1
h2249_0001.nd	12±1	19±1	9±2	—	—	—	—	—
h2249_0001.p1	18±1	27±1	9±2	—	—	—	—	—
h2249_0001.p2	19±1	20±1	22±2	—	—	—	—	—
h2249_0001.s1	24±1	32±1	16±2	—	—	—	—	—
h2249_0001.s2	25±1	24±1	28±2	—	—	—	—	—
h2271_0000.nd	3±2	8±2	7±2	5.9	0.33	5.8	5.9	89±54
h2271_0000.p1	15±1	21±1	10±2	5.9	14.4	19.1	10.9	137±3
h2271_0000.p2	15±1	11±2	20±2	5.8	14.3	10.7	19.1	41±3
h2271_0000.s1	22±1	27±1	17±2	6.0	21.5	26.2	17.7	137±3
h2271_0000.s2	22±1	18±1	27±2	5.8	21.3	17.3	25.9	41±3
h2685_0000.nd	38±1	74±1	86±2	67.9	36.7	74.3	84.7	93±1
h2685_0000.p1	50±1	80±1	97±1	—	—	—	—	—
h2685_0000.s1	58±1	83±1	106±1	—	—	—	—	—
h2729_0000.nd	9±1	75±1	59±2	66.5	10	75.2	58.4	149±2
h2729_0000.p1	13±1	78±1	59±2	67.8	13	78.4	58.5	143±2
h2729_0000.s1	18±1	80±1	62±2	68.3	18	80.2	60.6	129±1

Tab. 4.2. Geometry of observation for each sensor and orbit (nd refers to nadir, s1 and s2 to stereo, p1 and p2 to photometric HRSC channels). "Mean" indicates the average value for the orbital strip over Gusev while "Spirit location" refers to the geometry under which the Spirit landing site is seen by the HRSC sensor. Deviation to spec. for Deviation to specularity corresponds to the angular distance between the surface normal (assuming no topography) and the theoretical surface normal for which specular conditions occur. As an example, h0024.nd and h2271.nd are approaching this situation.

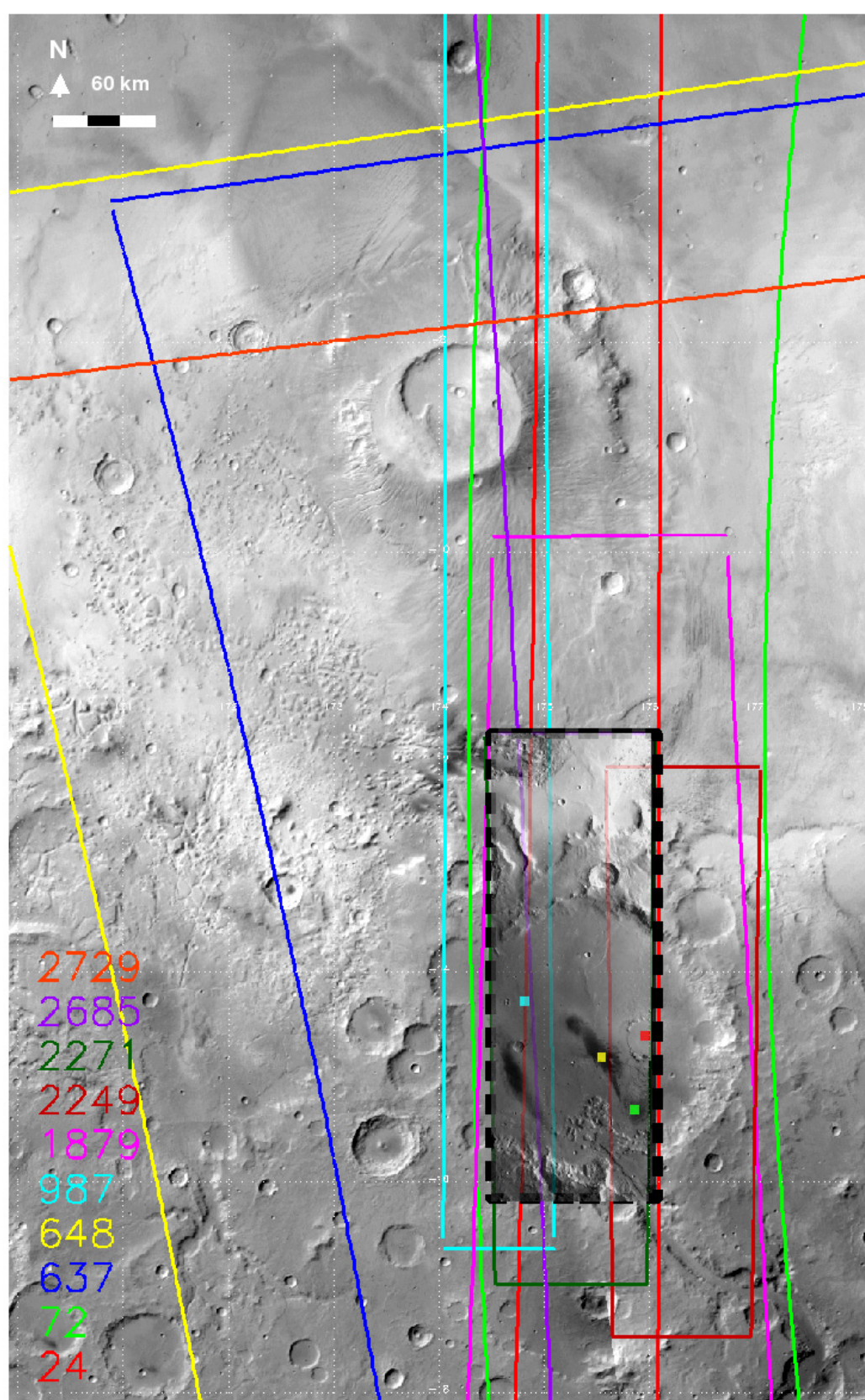


Fig. 4.1. Context image (background image : MOC Wide-Angle) with HRSC overlapping frames (color line and number) corresponding to orbit number. Black dotted frame highlights the region where the photometric investigation is carried out. The 4 color points correspond to selected spots located in different thermophysical units (see text).

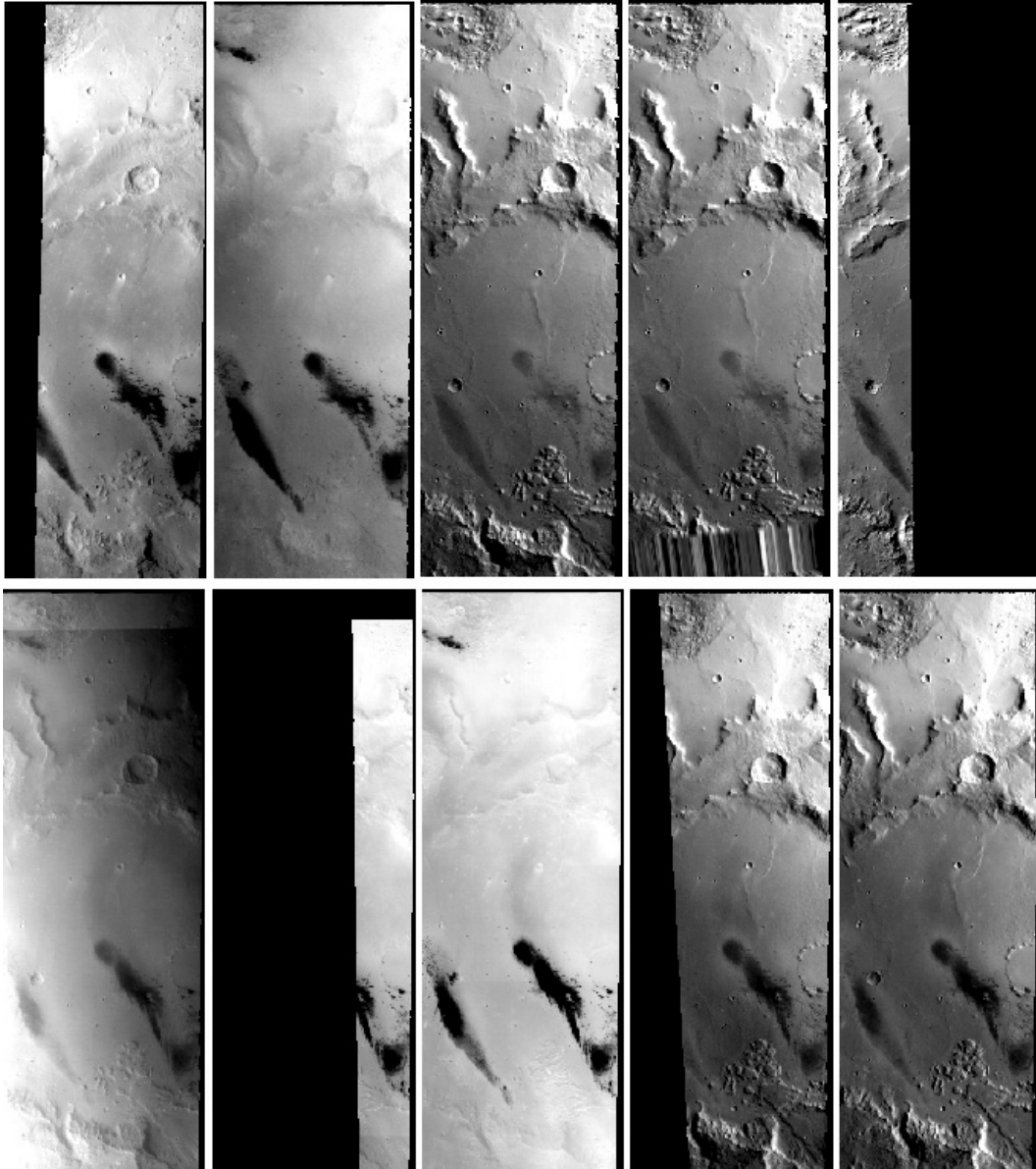


Fig. 4.2. (2a) Orbit number of HRSC nadir images over Gusev. From top left to bottom right : (top) 24, 72, 637, 648, 987; (bottom) 1879, 2249, 2271, 2685, 2729. Illumination and atmospheric opacity conditions vary with the orbit (see **Tab. 4.1** and **Tab. 4.2**).

the presence of an atmosphere.

Relying on the most recent studies (Esposito et al., 2007), the choice has been made here to limit the angular range such as the incidence, emergence and phase angles be less than 60° . Applying this condition to the HRSC dataset leaves however a significant number of geometric configurations (typically on the order of 10 to 15) available to constrain the Minnaert modeling. The local variations of the Minnaert parameters (Minnaert albedo or normal reflectance r_0 , k exponent) are mapped through a root-mean square approach by minimizing the residual normal reflectance difference of common martian surface elements observed under different viewing geometries (DeGrenier and Pinet, 1995); the score, defined as the absolute and relative quadratic residuals (**Fig. 4.5**), provides an assessment on the quality of the fit. The relative score has typical values around 4-7% (**Fig. 4.5.b**) demonstrating the suitability of Minnaert modeling under the considered range of geometries. The uncertainties respectively associated with the case of a dark and a bright terrain are respectively in the range of 0.05 for k and 0.01 to 0.02 on the Minnaert albedo.

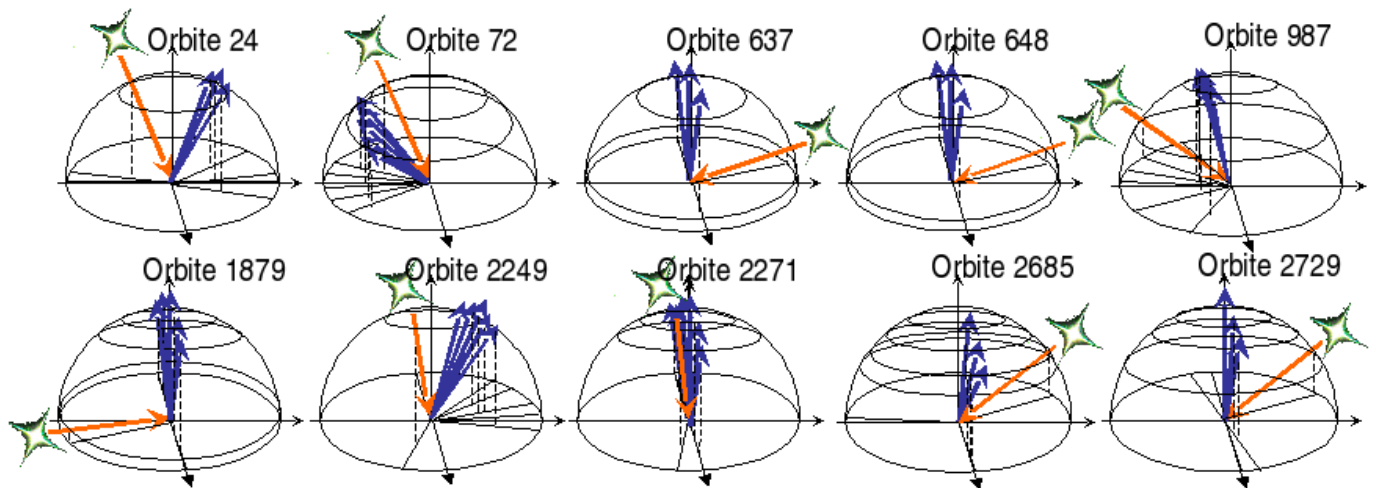


Fig. 4.2. (2b) 3D renditions for each orbit visualizing the geometries of observation corresponding to the nadir, photometry and stereo HRSC sensors, and the solar illumination condition.

In a first step, the Minnaert analysis has been applied on dedicated spots distributed across Gusev, spanning both the observed albedo range and type of terrains, as based on the morphology, thermal and in situ observations. 4 spots are considered in the following and are referred to as red, cyan, yellow, green (see **Fig. 4.1** for their location within Gusev crater). They correspond to bright terrains with low thermal inertia (red spot), bright terrains with intermediate thermal inertia (cyan spot), dark terrains with low albedo and intermediate thermal inertia (yellow spot), dark terrains with intermediate albedo and high thermal inertia terrain (green spot) and respectively belong to the Plains Materials (also WRt unit), Transitional Plains Materials (also PLt unit), Low Albedo (also LAt), High Thermal inertia (also HTIt) thermophysical units (cf. ; Jakovsky et al., 2006 ; Milam et al, 2003 ; Martinez-Alonso et al., 2005). The Plains Materials unit has properties consistent with those of an indurated surface, covered mostly in fine-grained sand. The Transitional Plains Materials unit is interpreted as a surface dominated by coarse sand, involving coarse grains, rocks and bedrock. The Low Albedo unit is dominated by a surface interpreted as indurated materials, coarse particles, exposed rocks or bedrock, and devoid of unconsolidated fine materials. Milam et al. (2003) proposes the surface to be mainly covered by medium-grained sand. The High Thermal Inertia unit is viewed as a surface composed of coarse sand to granule particles, exposed rocks or bedrock, may include crater ejecta. It is interpreted as materials of basaltic composition, differentiating younger lava flows and older deposits (Martin-Alonso et al., 2005 ; Jakovsky et al., 2006). The Minnaert parameters estimates produced for the 4 selected spots considered here show substantial variations as shown on **Fig. 4.6** which strongly suggest that the surface physical properties are influencing the photometric response. However, no obvious difference is observed between the red and cyan spots, respectively represented by a cross and a star on **Fig. 4.6** while the yellow (square symbol) and green (diamond symbol) spots behave differently between them and with respect to the red and cyan spots.

A regional map of the Minnaert variations across the region of study is then produced. The spatial variations across Gusev crater resulting from the Minnaert modeling are explored at 400 m/pixel resolution and displayed on **Fig. 4.4** (results with no filtering on **Fig. 4.4.b** and **Fig. 4.4.d**). It is worth pointing out that the increase in the score (defined as the relative quadratic residuals) is mainly observed for pixels with local slopes exceeding 3° which have thus been discarded in the mapping (spatial filtering based on local topography and slopes). Consequently, on **Fig. 4.4.c** and **Fig. 4.4.e**, only the wellmodeled areas, i.e. with a low score in relative reflectance less than 7% (see **Fig. 4.4.a** and **5.b**), have been mapped. As a result, the graph shown on **Fig. 4.6** demonstrates the overall relationship existing between the minnaert exponent k and the normal albedo, with k generally varying between 0.5 and 1 as revealed by the k histogram. The histograms show that for the region under study the modal k value is 0.9 and the modal normal albedo is 0.3. Following earlier studies at lower spatial resolution, one notes a general trend showing that the Minnaert exponent ranges from 0.5 to 1 when the normal albedo in-

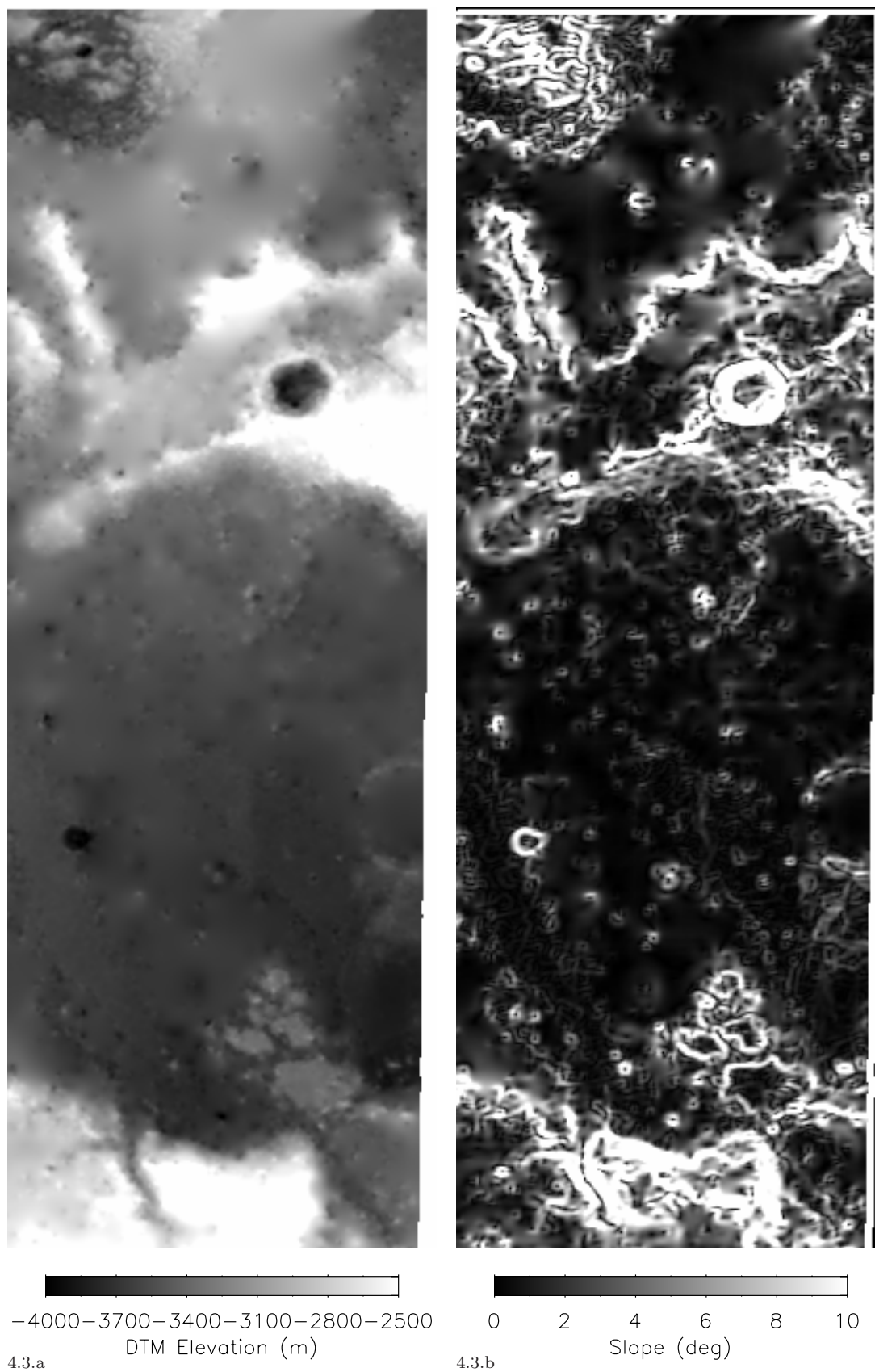


Fig. 4.3. (3a) Elevation and (3b) slope maps from HRSC orbit DTM derived at 400m resolution. High local slopes are displayed in white. 80% of the surface has a local slope $< 5^\circ$.

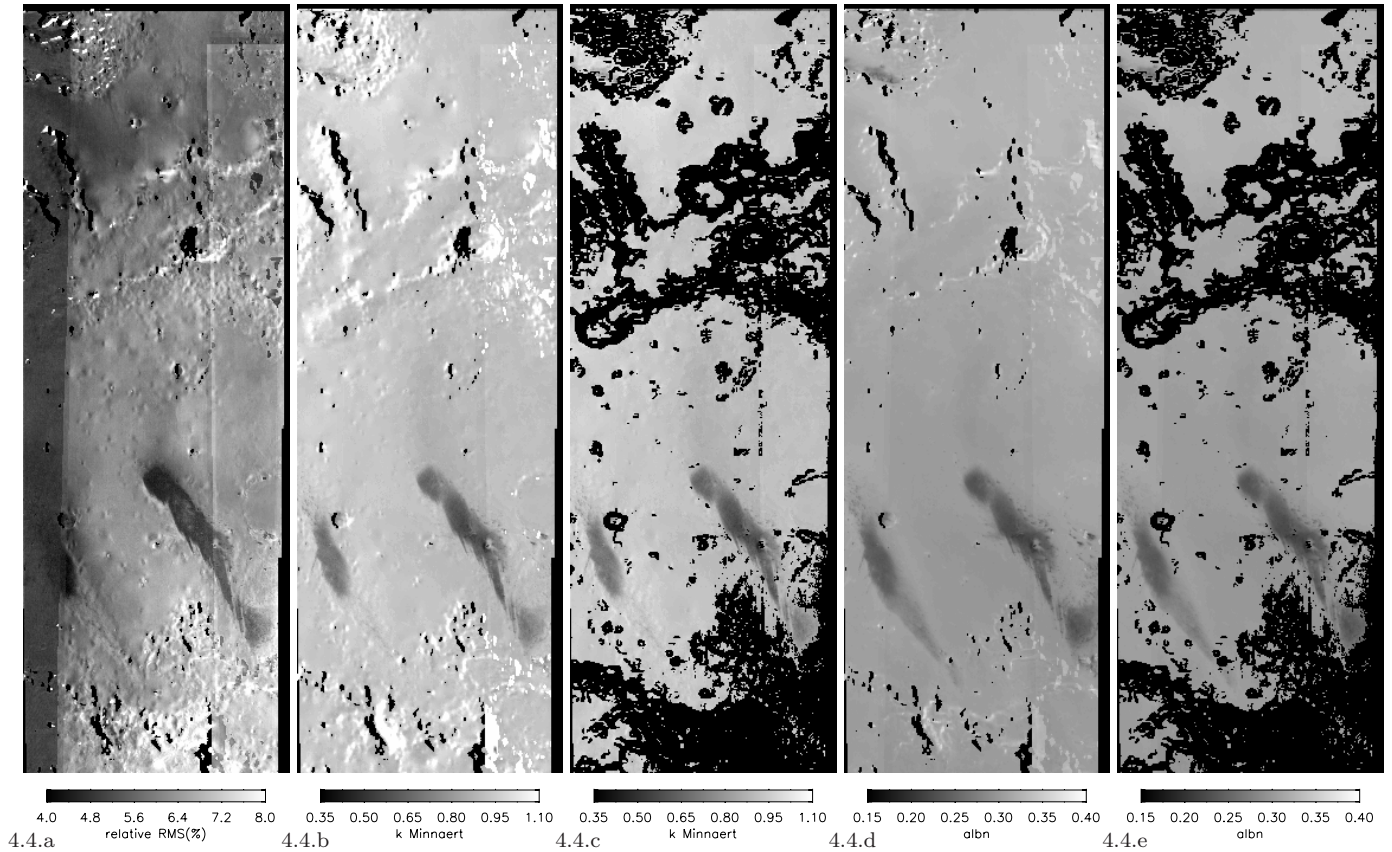


Fig. 4.4. iMaps of the Minnaert modeling results at 400 m resolution. (4 a) : Relative score defined as the rms relative residuals when considering 10 to 15 geometric configurations and typically ranging around 5 - 6% (see text). (4 b, c) : Distribution of the k Minnaert coefficient without any spatial filtering (b) and with a spatial filtering rejecting pixels with local slope $> 3^\circ$ (c). (4 d, e) : Distribution of the normal albedo without any spatial filtering (d) and with a spatial filtering rejecting pixels with local slope $> 3^\circ$ (e).

creases, though not in a simple linear way (e.g., DeGrenier and Pinet, 1995; Pinet and Rosenberg, 2001; Soderblom et al., 2006; Esposito et al., 2007). The same trend is observed when considering a region with a resolution of 100m /pixel in the vicinity of Columbia Hills (cf. **Fig. 4.7**). As shown on **Fig. 4.7**, the Minnaert variations (k exponent and normal albedo) clearly delineate the pattern of dark and bright transitions. For both Bonneville and El Dorado dark patches, we obtain low k, respectively 0.46, 0.37 and normal albedo values, respectively 0.20, 0.19, while in the surrounding intermediate bright plains, we find $k = 0.7-0.9$ and $albn = 0.25 - 0.30$. On **Fig. 4.7.c**, it is quite interesting to note at 100 m resolution the local residuals increase at the periphery of the dark streak region consistent with the occurrence of local surface changes (Greeley et al., 2006) during the 2 years period of observation.

It appears that the most obvious case is the association of low k values with low albedo corresponding to high thermal inertia values. A striking result is the fact that the low k values map out very conspicuously the low albedo units, with the lowest estimates ranging around 0.46- 0.50 in the center of the dark patches such as the one where Spirit has landed, in association with a normal albedo estimate of 0.19- 0.20. For intermediate to high albedo terrains, a general increase is noted, but the distribution of k values is more scattered and not strictly linear. This result highlights the fact that photometric variations are clearly evidenced at local scale, with the same general behavior than previously shown at regional scale (e.g., DeGrenier and Pinet, 1995; Esposito et al., 2007). It demonstrates that in the observed system coupling the martian surface and atmosphere, it is indeed the surface properties which control the photometric response when the atmosphere is relatively transparent (atmospheric opacity less than 0.8 or so) as it is hard to believe that the atmospheric variability would contribute at the considered spatial scale of analysis. It is also worth noting that at the 400m/pixel resolution considered here, the Minnaert modeling performed at 675 nm (HRSC visible channel) provides with consistent photometric

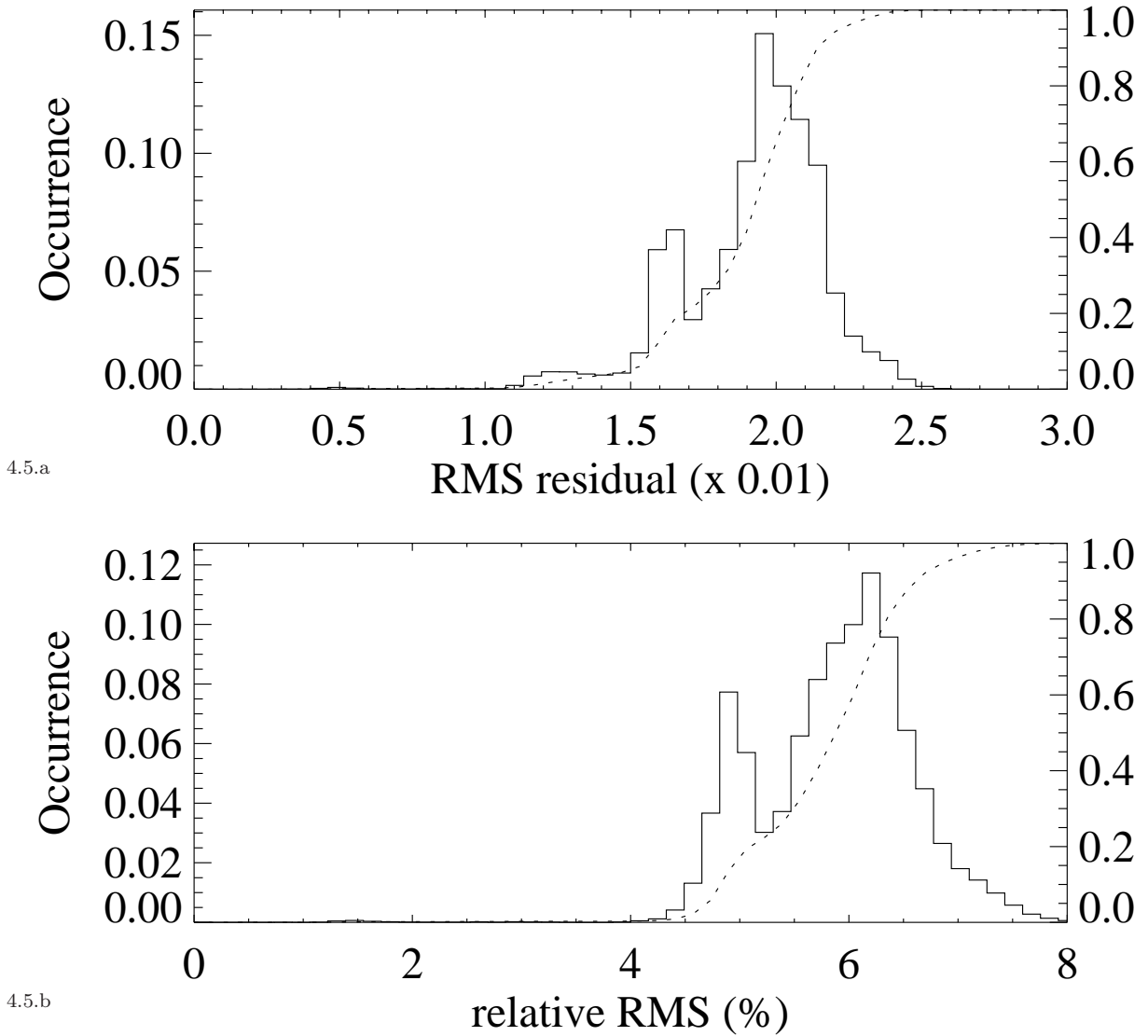


Fig. 4.5. Histogram of the absolute (5a) and relative (5b) scores defined for each pixel as the rms absolute (relative) residuals between Minnaert modeling and HRSC observations with a spatial filtering rejecting pixels with local slope $> 3^\circ$. Cumulative occurrence is given on the right of the graphs.

results when considering observations acquired at different times. Despite a few local changes through time such as the observed modifications in the shape of the dark patches, clear photometric differences are detected across Gusev, namely between dark and bright regions. While more multiple scattering occurs on bright terrains, dark terrains are mainly controlled by single scattering processes, consistent with the increased presence of coarser materials in the very upper surface layer. Indeed, in situ observations made with the Microscopic Imager (Herkenhoff et al., 2006) show that dark terrains across Gusev have less dust at least in the upper layer of the surface (Greeley et al., 2005).

The results obtained with the Minnaert function show that the general case for the martian surface is to behave in a non lambertian way, with bright terrains having a Minnaert coefficient in the range of 0.7-1, while lower albedo terrains have a lower k comprised between 0.45 and 0.7. It means that the bright martian units behave in a more lambertian way than the dark ones, which are more lunar like. While the Minnaert coefficient is known to be phase angle dependent (e.g., Soderblom et al., 2006), it is worth noting that we can derive its estimate, considering a fairly wide range of phase angles up to 60° , with quite low residuals generally less than 0.02 in reflectance, corresponding to relative scores less than 6% (**Fig. 4.5.a** and **Fig. 4.5.b**). It suggests that one can make use of the multiangular multi-orbits

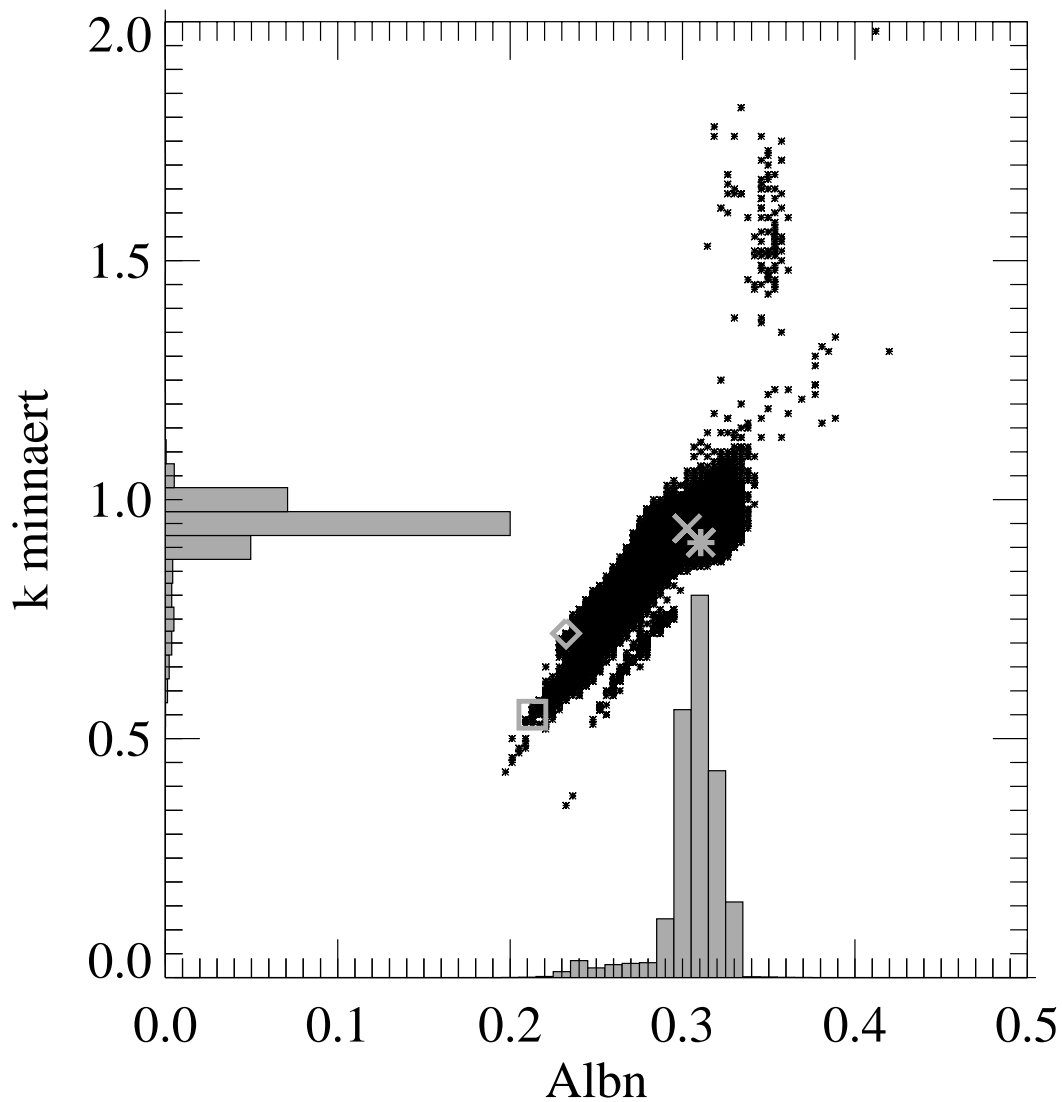
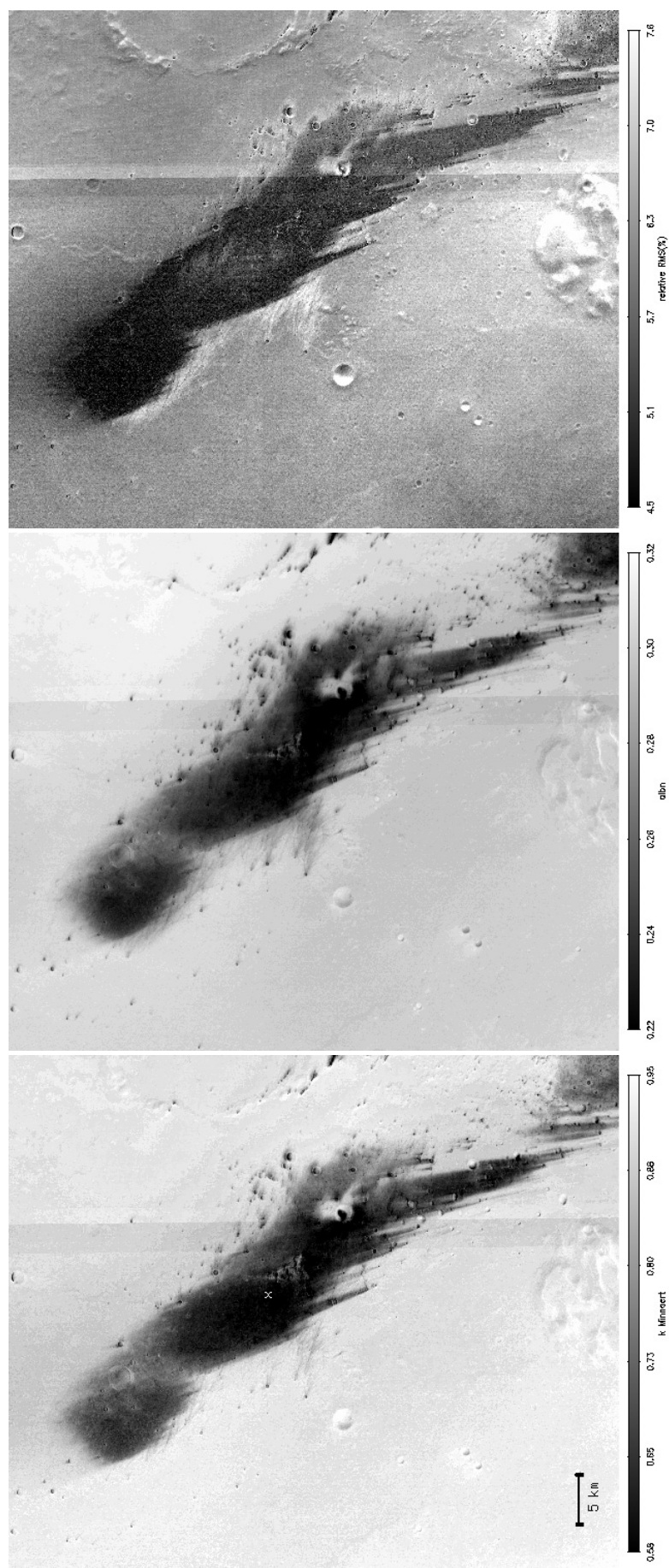


Fig. 4.6. Graph of the k Minnaert exponent as a function of the normal albedo for the pixels with a local slope $< 3\%$. The values corresponding to the 4 selected spots (see text and **Fig. 4.1**) are overlain with symbols : cross for red, star for cyan, diamond for green, square for yellow.

HRSC dataset acquired between 2004 and 2006 for photometric investigations based on the derived phase function information spanning the $5\text{-}95^\circ$ phase angle domain.

III.4.4 Implementation and testing of Hapke photometric modeling :

Accordingly, the next logical step was to explore the photometric variability by means of the Hapke modeling (Hapke, 1993), considering a 2 parameters Henyey- Greenstein (HG2) phase function (Soderblom et al., 2006; Johnson et al., 2006). The model used here includes the single scattering albedo w , the macroscopic roughness representing the average of surface facet tilts at scales from the wavelength of light to the centimeter-scale (e.g., Helfenstein and Shepard, 1999, 2003; Cord et al., 2003; 2005), the opposition effect width (h) and magnitude (B_0) and a 2-term HG phase function $p(g)$ defined below,



4.7.a

4.7.b

4.7.c

Fig. 4.7. Maps of the Minnaert modeling results at 100 m resolution around Spirit landing site (location given by the cross). (7a) : k distribution ; (7b) : normal albedo distribution ; (7c) relative score distribution showing the local residuals increase at the periphery of the dark streak region consistent with the occurrence of local surface changes during the 2 years period of observation.

with b representing the asymmetry parameter ($0 < b < 1$) and c the scattering fraction ($0 < c < 1$) such as :

$$p_{HG2}(g, b, c) = (1 - c) \cdot \frac{1 - b^2}{(1 + 2b \cos g + b^2)^{3/2}} + c \cdot \frac{1 - b^2}{(1 - 2b \cos g + b^2)^{3/2}} \quad (4.1)$$

The parameter h ($0 < h < 1$) is physically related to porosity and particle size distribution. Less porous materials or with little variation in the constitutive particles size have large values of h . B_0 parameter is related to the opacity of particles, a value of 1.0 meaning that all light is scattered at the surface and the particle is consequently opaque. From their study of artificial particle types, (McGuire and Hapke, 1995) have proposed that the (b, c) parameters vary from the situation of large forward scattering (large b , small c) associated with smooth clear spheres to the situation of pronounced backscattering (small b , large c) associated with particles presenting rough surfaces, microcracks or inclusions. However, a recent experimental study (Shepard and Helfenstein, 2007) suggests that the interpretation of the results returned by the Hapke modeling is more complex.

In order to implement and test this modeling on a varied dataset, we consider 10 dedicated targets (**Fig. 4.8**) which include the 4 previously selected points, encompass the variability across Gusev crater and Apollinaris south flank, and test across the field of investigation, thus under varied geometries, the results of Hapke inversion. As said before, Hapke modeling has obvious shortcomings, in particular when used in an inverse approach, and may deliver outputs corresponding to a local minimum while several discrete solutions are sometimes possible; we have set up in this paper a procedure based on genetic algorithmics which alleviates this difficulty and produces results which have both a better physical and statistical meaning.

This is implemented and discussed on the 10 cases mentioned above. **Fig. 4.9** shows 4 examples, displayed on polar diagrams (left and middle columns), of the geometry of the available observations (radial distance : incidence, emission angles; polar angle : azimuth), with the right column displaying the phase function information expressed in reflectance factor (REFF) in order to emphasize the differences in the overall shape, in particular at large phase angles beyond 60° . These diagrams highlight the fact that, though the photometric coverage is not complete, observations have been carried out under quite varied geometries, including observations out of the principal plane and with forward and backward scattering situations.

Differently from Johnson et al., (2006), no attempt has been made at separating the atmospheric contribution from the surface one and the Hapke inversion is applied to the global signal retrieved by HRSC, with the idea of assessing whether the photometric products so derived would be consistent or not with the in situ results from Viking, Pathfinder, MER.

However, a number of tests performed on the dataset has shown that orbit 1879 was photometrically inconsistent with the other orbital datasets and it has thus been discarded in the following. Looking at **Tab. 4.1**, one notes that the atmospheric opacity associated with this observation was quite high indeed, in the range of 1.3, while all other observations were performed with a range of optical thickness comprised between 0.3 and 0.9, which is the most frequent situation in the Vis-near IR spectral domain as measured by Pancam (Lemmon et al., 2004 and 2006) and TES (Clancy et al., 2003).

The results of the Hapke inversion by means of the genetic algorithm are shown on **Fig. 4.10**. These graphs show the first 200 best solutions as a function of the score, defined as the RMS residuals between the observed and the modelled reflectance under all the considered viewing geometry configurations.

Are given in blue, the single scattering w estimates, in green, the macroscopic roughness estimates, in black and red respectively, the estimates of the phase function parameters b, c (asymmetry of the scattering lobe, scattering fraction), in orange and pink respectively, the estimates of the opposition parameters B_0, h (lobe amplitude and width). On the left part of the graph, the leftward histogram shows whether the parameter determination is well or poorly defined. On the bottom part of the graph, the downward histogram shows how the solutions are distributed as an increasing function of the score. The results show that in all cases w is well defined. For the macroscopic roughness, the distribution may be a bit more scattered for some examples (e.g., Red point (**Fig. 4.10.a**)). The b, c parameters,

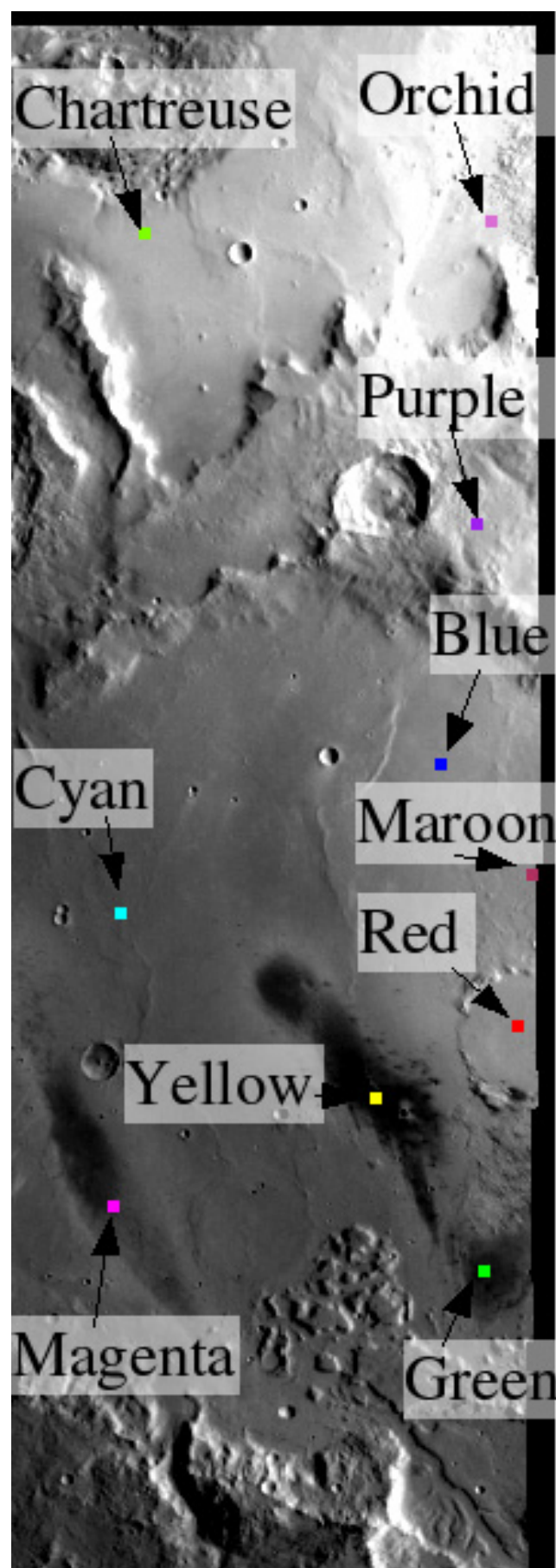


Fig. 4.8. Location of the 10 selected spots (red, green, blue, yellow, cyan, magenta, orange, purple, orchid, chartreuse) used for testing the implementation of Hapke (HG2) modeling on HRSC observations.

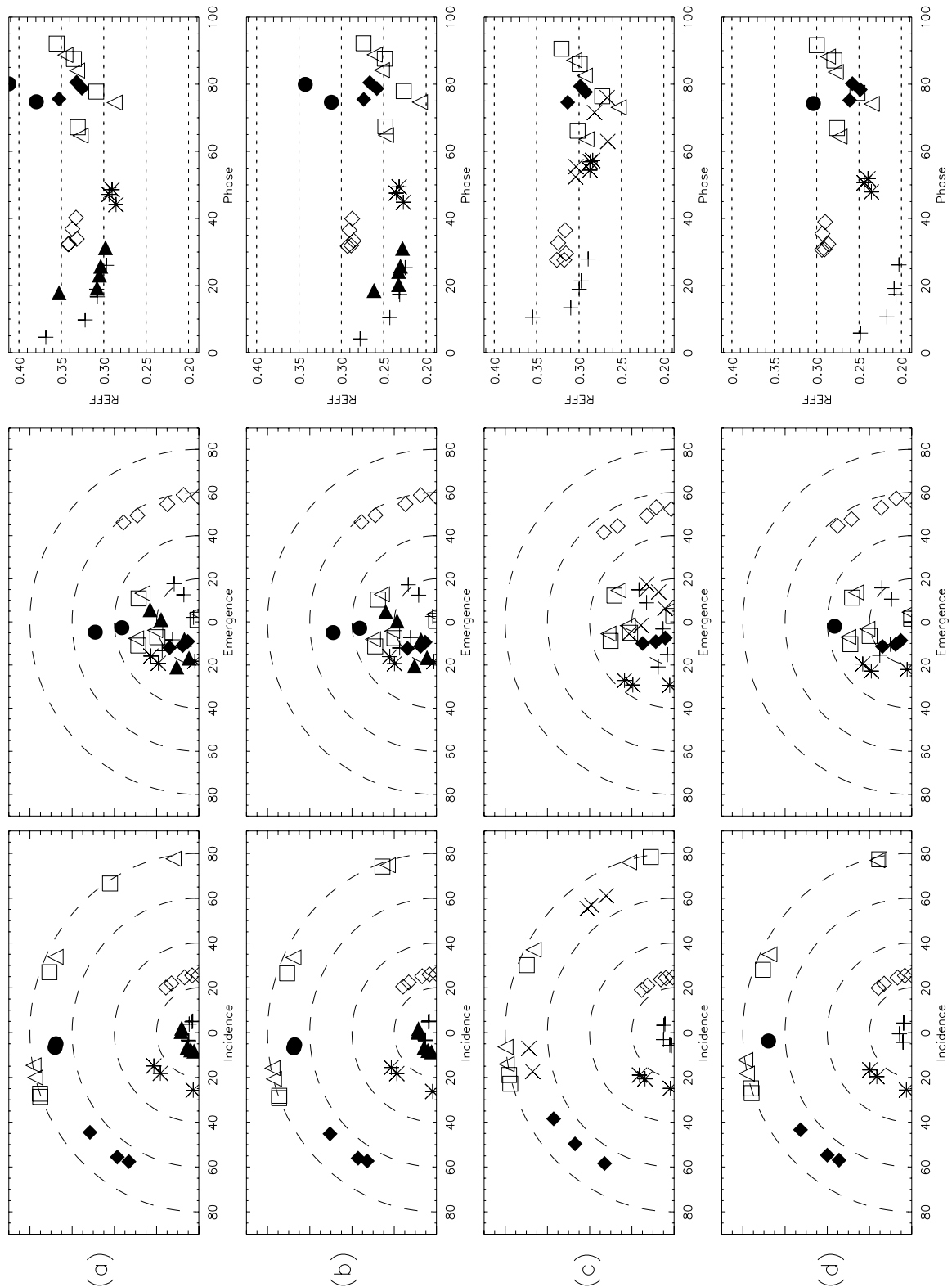


Fig. 4.9. Examples of HRSC geometric configurations documenting the phase function with various backward and forward scattering situations, close or far from the principal plane, for a few selected spots (Red (a), Green (b), Cyan (c), Yellow (d)) (see also Table 2 "Spirit location"). Incidence i (left), Emergence e (middle) as a function of Azimuth (Az) in polar graphs (i, e : radial distance, Az : polar angle increasing counterclockwise). Retrieved Phase function expressed in reflectance factor (REFF) (right). Asterisk : Orbit 24 (3 observations); Open diamond : Orbit 72 (5 observations); Open upward triangle : Orbit 637 (4 observations); Open square : Orbit 648 (4 observations); X : Orbit 987 (5 observations); Open circle : Orbit 2249 (5 observations); black triangle : Orbit 2271 (5 observations); Cross : Orbit 2685 (3 observations); black circle : Orbit 2729 (3 observations).

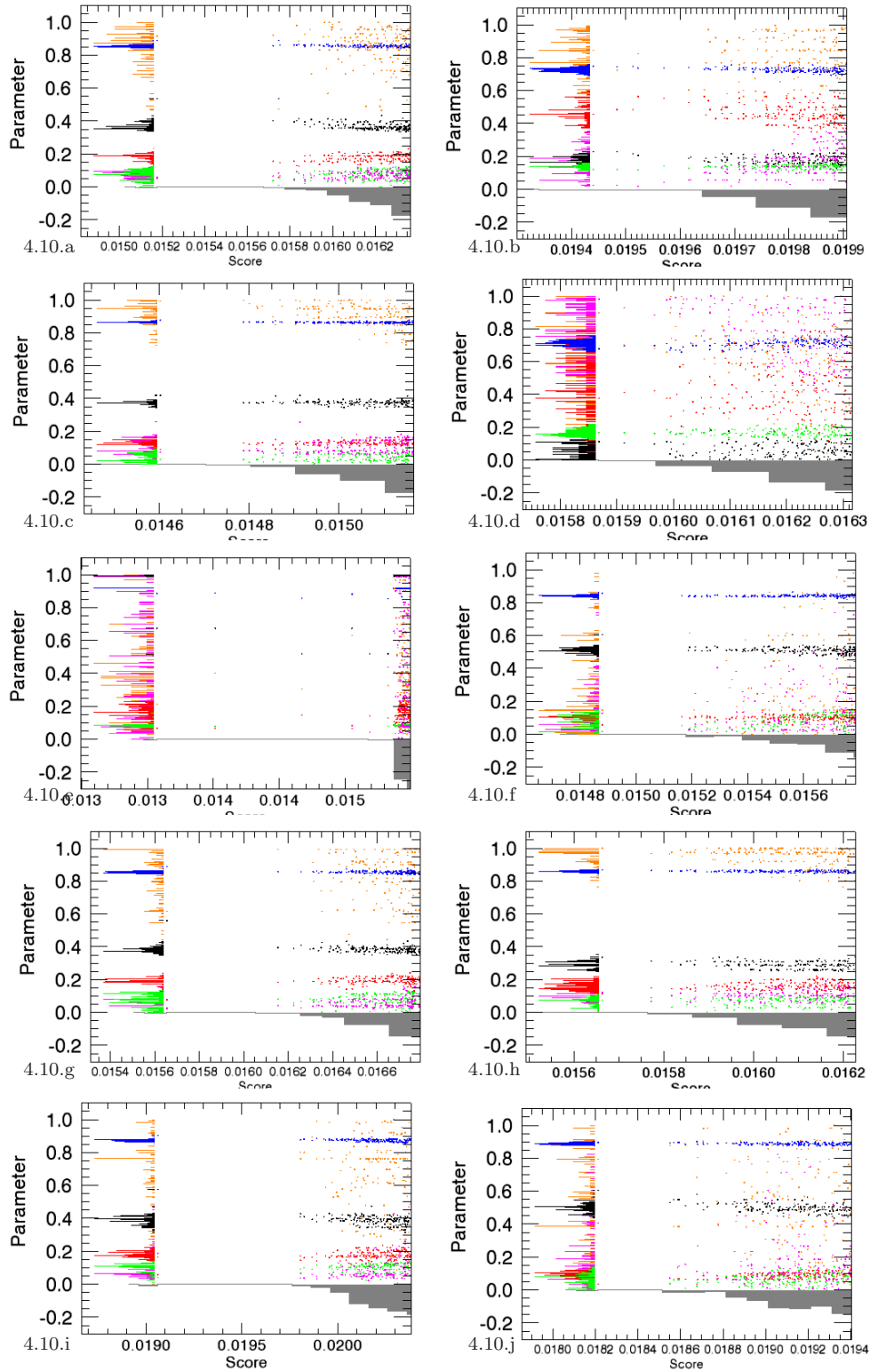


Fig. 4.10. HG2- Hapke parameters determination with the opposition parameters set free for the 10 selected (a) to (j) spots (see text). (a) red, (b) green, (c) blue, (d) yellow, (e) cyan, (f) magenta, (g) maroon, (h) purple, (i) orchid, (j) chartreuse. On each graph, the first 200 best solutions are displayed as a function of the increasing score (see text) with b (in black), c (in red) : phase function parameters ; (in green) : macroscopic roughness, w (in blue) : single-scattering parameter ; B0 (in orange) and h (in pink) : opposition parameters, respectively amplitude and width. Vertical scale represents the 0-1 parametric range, with values divided by 100. The histogram distribution is given on the left side for each parameter in its corresponding color. The grey color downward histogram at the bottom of each graph represents the distribution of the 200 solutions versus the score.

as discussed earlier (e.g., Helfenstein and Veverka, 1987, 1989; Cord et al., 2003; Johnson et al., 2006; Baratoux et al., 2006; Shepard and Helfenstein, 2007), are strongly coupled, with c sometimes poorly constrained (e.g., (**Fig. 4.10.d**)). It can result in non-unique solutions, all the more than the data are available under a limited number of geometries (Jehl et al., 2006; Pinet et al., 2006). It clearly shows that the best fit solution provided by the genetic algorithm has to be balanced with its statistical occurrence (see also Johnson et al., 2006). To demonstrate this point, we give on **Fig. 4.11**, **Fig. 4.12** and **Fig. 4.13**, a rendition of the parameters distribution for the 30 best estimates. One sees that depending on the considered point, the clustering of the solutions can be sharp or more diffuse and transpires in the standard deviation (see **Tab. 4.3**) used here as an uncertainty on the parameter estimate. This is the reason why in the following, the Hapke parameters estimates we propose correspond to the mean from the 30 best solutions ranked as a function of the residuals or score, as a number of tests has shown this estimate (and its associated standard deviation) to be representative of the distribution of the best results given by the inversion. The estimates of the Hapke parameters (w , b , c , B_0 , h), their standard deviation and the absolute and relative scores of the photometric modeling corresponding to this set of Hapke parameters are given in **Tab. 4.3**.

	Red	Green	Blue	Yellow	Cyan
b :	0.40 ± 0.03	0.17 ± 0.02	0.40 ± 0.01	0.07 ± 0.03	0.56 ± 0.04
c :	0.15 ± 0.03	0.51 ± 0.06	0.11 ± 0.01	0.35 ± 0.07	0.12 ± 0.03
$\bar{\theta}$:	2.8 ± 2.5	13.3 ± 0.7	3.6 ± 2.0	17.3 ± 1.0	6.0 ± 4.0
w :	0.860 ± 0.006	0.729 ± 0.009	0.870 ± 0.003	0.687 ± 0.010	0.865 ± 0.009
h :	0.06 ± 0.02	0.10 ± 0.04	0.10 ± 0.02	0.89 ± 0.06	0.20 ± 0.21
B_0 :	0.87 ± 0.08	0.82 ± 0.10	0.94 ± 0.05	0.84 ± 0.09	0.34 ± 0.31
scoabs :	0.016	0.020	0.015	0.016	0.015
scorel :	0.046	0.078	0.042	0.065	0.053

	Magenta	Maroon	Purple	Orchid	Chartreuse
b :	0.50 ± 0.03	0.44 ± 0.02	0.31 ± 0.02	0.36 ± 0.12	0.51 ± 0.03
c :	0.17 ± 0.02	0.15 ± 0.02	0.15 ± 0.01	0.21 ± 0.09	0.08 ± 0.01
$\bar{\theta}$:	5.3 ± 2.4	4.2 ± 3.2	5.5 ± 3.4	10.2 ± 3.5	4.5 ± 3.3
w :	0.836 ± 0.008	0.865 ± 0.005	0.862 ± 0.003	0.867 ± 0.022	0.889 ± 0.005
h :	0.13 ± 0.15	0.06 ± 0.02	0.10 ± 0.02	0.07 ± 0.04	0.16 ± 0.20
B_0 :	0.24 ± 0.20	0.65 ± 0.18	0.97 ± 0.02	0.84 ± 0.10	0.57 ± 0.21
scoabs :	0.016	0.016	0.016	0.021	0.019
scorel :	0.060	0.047	0.044	0.058	0.056

Tab. 4.3. HG2- Hapke parameters determination (mean and associated standard deviation corresponding to the 30 best solutions retrieved by the genetic algorithm). b , c : phase function parameters; $\bar{\theta}$ macroscopic roughness, w : single-scattering parameter; B_0 and h : opposition parameters, respectively amplitude and width. Scoabs is the absolute score (rms absolute residuals in reflectance); scorel is the associated relative score (rms relative residuals in %).

With this set of Hapke parameters, following Johnson et al. (2006), the bidirectional reflectance distribution function (BRDF) is plotted against the full set of HRSC observations (at the exclusion of orbit 1879) for the 10 investigated points and the difference between model and observation is displayed below for each geometric configuration (**Fig. 4.14**). One sees that the Hapke modeling is generally doing a rather good work at fitting each observation contributing to the integrated phase function. Indeed, the relative score (quadratic residuals) is quite frequently better than 5-7%, corresponding to an absolute residual less than 0.02 in REFF or 0.006 in BRDF (**Tab. 4.3**).

B_0 and h may vary significantly from one point to another; however, the most frequent situation, in agreement with the results found in situ at Spirit by Pancam photometric observations (Johnson et al., 2006) gives B_0 ranging between 0.8 and 1, suggesting that almost all the light is scattered at the very surface and the particles or aggregates of particles are opaque, with h ranging between 0.05 and 0.25. The parameter h is physically related to porosity and particle size distribution. To give an idea, the case of the lunar regolith is characterized by $B_0=1$ and $h=0.065$ while a surface composed of close-packed

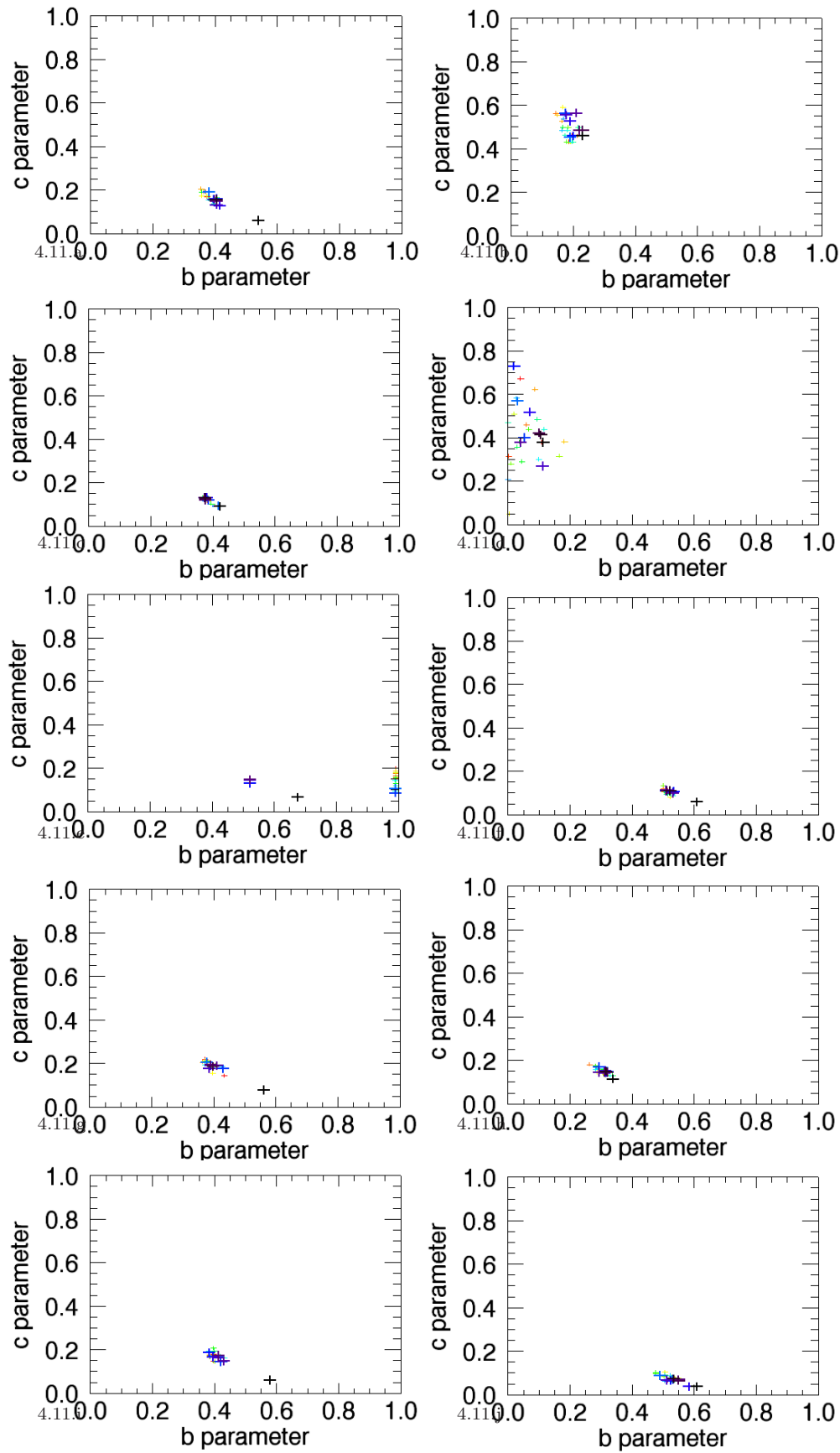


Fig. 4.11. HG2- Hapke (b, c) phase function parameters determination with the opposition parameters set free for the 10 selected (a) to (j) spots (see text). (a) red, (b) green, (c) blue, (d) yellow, (e) cyan, (f) magenta, (g) maroon, (h) purple, (i) orchid, (j) chartreuse. On each graph, the first 30 best solutions are displayed as a function of the increasing score (see text) with a color coding ranging from black, blue, green to red.

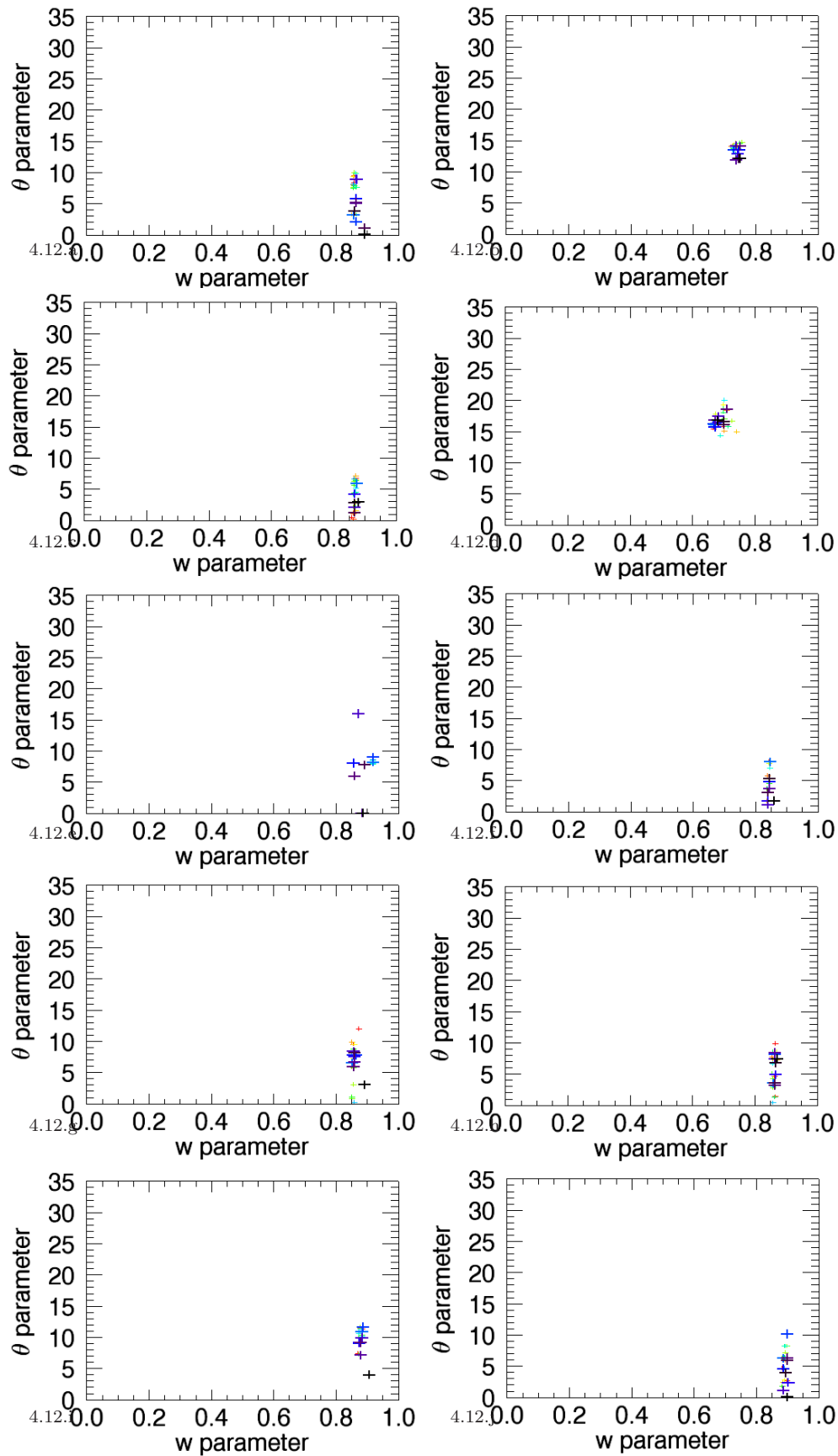


Fig. 4.12. HG2- Hapke macroscopic roughness versus single scattering w parameter estimates with the opposition parameters set free for the 10 selected (a) to (j) spots (see text). (a) red, (b) green, (c) blue, (d) yellow, (e) cyan, (f) magenta, (g) maroon, (h) purple, (i) orchid, (j) chartreuse. On each graph, the first 30 best solutions are displayed as a function of the increasing score (see text) with a color coding ranging from black, blue, green to red.

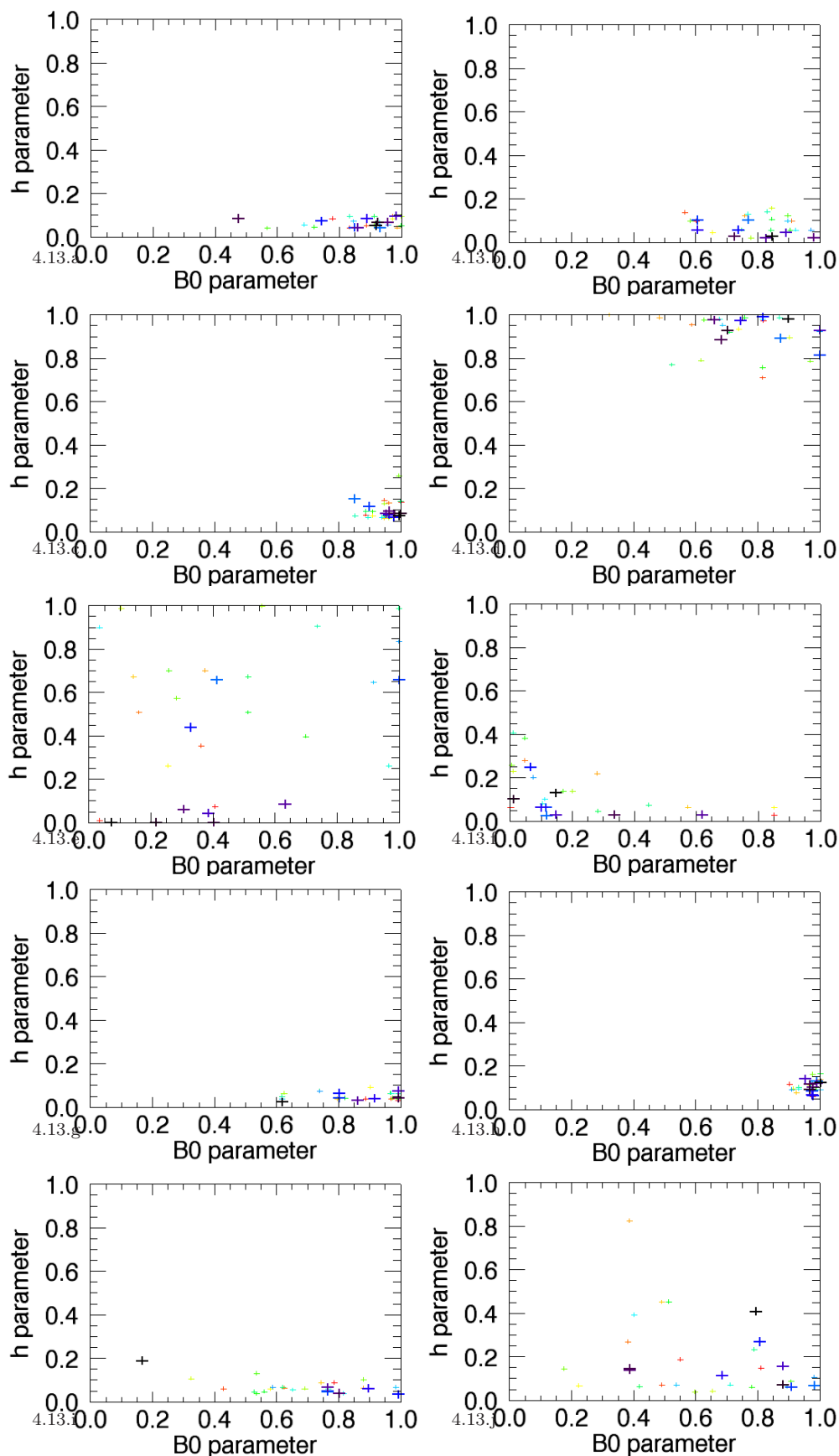


Fig. 4.13. HG2- Hapke (B0, h) opposition parameters determination for the 10 selected (a) to (j) spots (see text). (a) red, (b) green, (c) blue, (d) yellow, (e) cyan, (f) magenta, (g) maroon, (h) purple, (i) orchid, (j) chartreuse. On each graph, the first 30 best solutions are displayed as a function of the increasing score (see text) with a color coding ranging from black, blue, green to red.

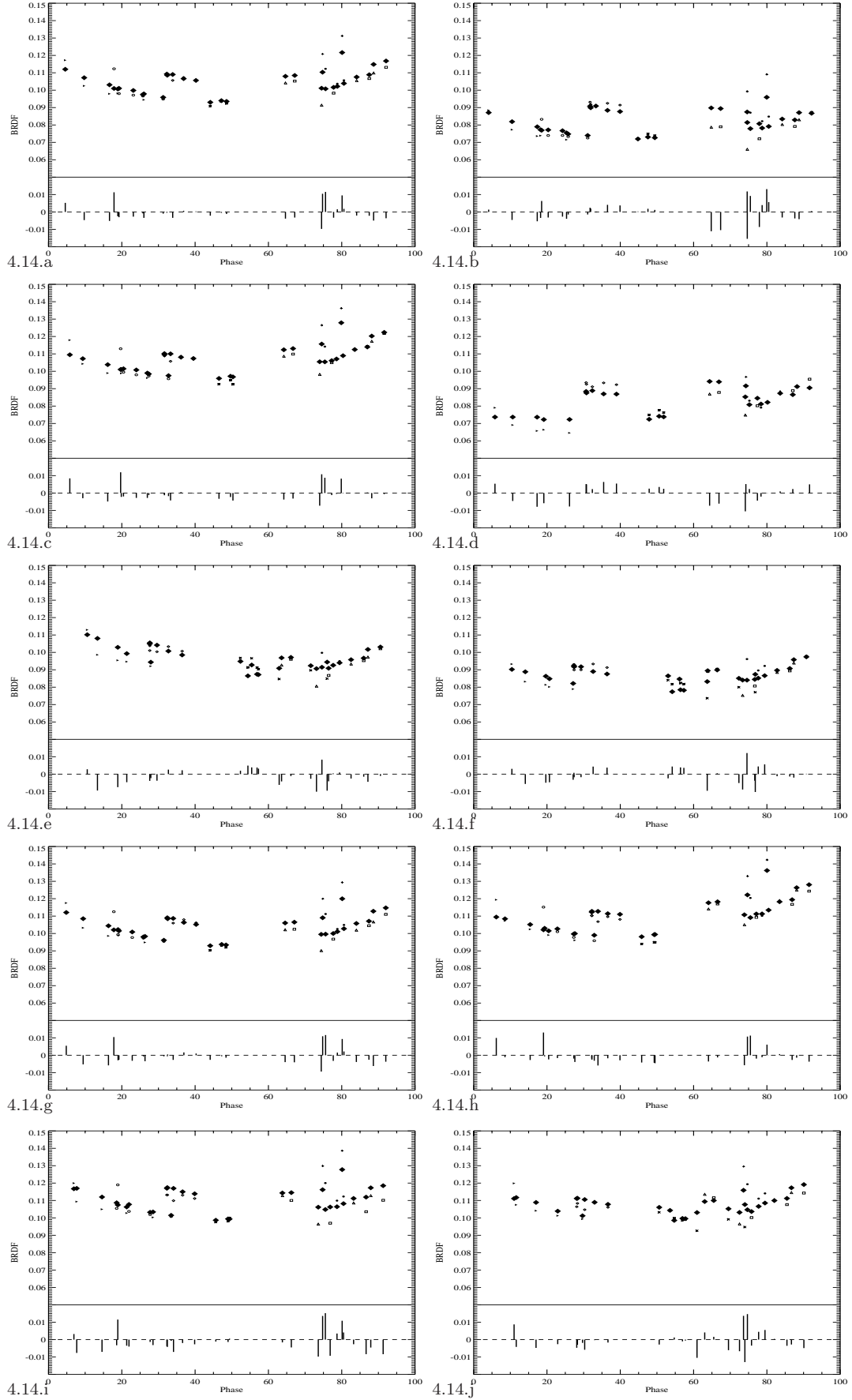


Fig. 4.14. HG2-Hapke modelled phase function (black diamond) versus HRSC observed phase function (orbit symbols as on **Fig. 4.9**) expressed in BRDF for the 10 selected (a) to (j) spots (see text). (a) red, (b) green, (c) blue, (d) yellow, (e) cyan, (f) magenta, (g) maroon, (h) purple, (i) orchid, (j) chartreuse. BRDF Difference : (observation - model) is displayed below for each geometric configuration.

powder with a narrow size distribution will have $h=0.26$ (Hapke, 1993, p. 226).

The suite of points investigated here present (b,c) coupled variations describing the Lshape domain described by McGuire and Hapke (1995). It is worth however, pointing out that the points (green and yellow) having the highest roughness estimates ($\bar{\theta}$ 14-17°) among the 10 considered ones, are relatively the most backscattering ones (c 0.4 - 0.5), with the lowest single albedo estimates (w 0.69-0.74). Though the modeling includes an opposition phase function taking into account the SHOE and CBOE effect, we also analyse the results which are produced when ignoring the opposition effect contribution as the viewing geometry conditions may vary from one pixel to another across the image and not all of them have well-defined phase functions at low phase angles. B_0 and h parameters are thus set to 0 and only HRSC measurements corresponding to phase angles larger than 20° are considered. It usually means that 3 observations are discarded. The results of the inversion applied to the 10 spots discussed earlier are given in **Tab. 4.4**.

	Red	Green	Blue	Yellow	Cyan
b :	0.37± 0.04	0.24± 0.02	0.35± 0.01	0.23± 0.03	0.65± 0.02
c :	0.19± 0.04	0.49± 0.06	0.15± 0.01	0.44± 0.04	0.09± 0.01
$\bar{\theta}$:	5.1± 3.3	12.0± 0.8	3.3± 2.0	13.7± 1.9	2.7± 1.2
w :	0.860± 0.008	0.753± 0.008	0.870± 0.003	0.771± 0.004	0.882± 0.003
scoabs :	0.019	0.020	0.019	0.017	0.014
scorel :	0.054	0.079	0.052	0.078	0.048

	Magenta	Maroon	Purple	Orchid	Chartreuse
b :	0.60± 0.01	0.413± 0.07	0.23± 0.03	0.28± 0.06	0.45± 0.04
c :	0.07± 0.01	0.190± 0.06	0.22± 0.04	0.34± 0.06	0.12± 0.03
$\bar{\theta}$:	2.4 ± 1.5	6.2± 2.7	8.4± 1.5	10.9± 2.2	5.3± 3.2
w :	0.857± 0.003	0.864± 0.013	0.862± 0.006	0.857± 0.011	0.883± 0.008
scoabs :	0.015	0.018	0.022	0.023	0.020
scorel :	0.058	0.052	0.061	0.064	0.058

Tab. 4.4. HG2- Hapke parameters determination considering no opposition effect ($B_0=h=0$) and a restricted phase angle domain to phase angle $> 20^\circ$ (mean and associated standard deviation corresponding to the 30 best solutions retrieved by the genetic algorithm). b, c : phase function parameters; $\bar{\theta}$, macroscopic roughness, w : single-scattering parameter. Scoabs is the rms absolute residuals in reflectance; scorel is the associated rms relative residuals in %.

For the majority of the considered points, the case of Hapke inversion ignoring the opposition effect (B_0 (magnitude), h (width) set to 0) with a restricted phase angle domain shows that the w, b, c, estimates are usually not much modified. However, in the case of the purple and yellow points, we observe mainly changes on b, and/or w. For the cyan point, the inversion is likely underconstrained, reflecting the lack of low phase angles $<10^\circ$ for this point (see **Fig. 4.9.c**). For the yellow point, the single scattering estimate w is clearly more realistic when one includes the opposition effect, but one notes that the h estimate is unusual ($h=0.89$), suggesting then a very particular surface state possibly affected by a packing effect or presenting a layer with a narrow particle size range.

The present analysis of selected points across the scene has shown that one can generally retrieve realistic photometric estimates for the complete set of Hapke parameters (i.e., 6 in the case of the HG2 Henyey-Greenstein function). This detailed assessment prompts us to extend the study toward mapping products.

III.4.5 Gusev and Apollinaris Patera photometric mapping :

The derivation of the Hapke parameters following this approach has thus been extended to the total coverage over Gusev crater and Apollinaris southern flank, with a 1.6x1.6 km² resolution. The map of the relative score (rms residuals) is given on **Fig. 4.15.a** and the corresponding histogram is shown on

Fig. 4.16. One notes that the score increases according to a spatial pattern which mimics the slope distribution (cf. **Fig. 4.3**), depicting in particular the edges of the crater. The corresponding score threshold is around 8% on the score histogram (**Fig. 4.16**). Taking this value as a rejection criterion, we keep only the pixels (i.e., about 80% of the coverage) for which the score is less than this threshold and look at the distribution of the Hapke parameters on **Fig. 4.15.b, c, d, e, f, g**. The single scattering albedo determination at 675 nm made from HRSC data agree quite well with in situ Pancam estimates, with a range of albedos mainly comprised between 0.67 and 0.85. The macroscopic roughness estimates range between 1 and 20° while the b,c phase function parameters lie respectively in the 0.05-0.65 and 0.02-0.6 domains. However, for a limited part of the pixels population, the photometric modeling produces very high b estimates, beyond 0.9 associated with extremely high w estimates (> 0.9) and low roughness estimates ($< 7-8^\circ$) (see **Fig. 4.15.b, d, e**). One notes that the opposition parameters h, B0 present correlatively unusual values with both of them in the range of 0.4-0.5. The terrains presenting this trend are represented in red on **Fig. 4.15.b**. Though we are skeptical with this photometric outputs, we also notice some similarities with the case of glossy materials described with the Písgah basalts by Guinness et al. (1997) and with the derivation of the Hapke scattering parameters for the Gray rocks at Sol 13 (Johnson et al., 2006). However, given the anomalous nature of these results, a filtering has been applied on the b estimates so that the pixels with $b > 0.9$ be discarded. It corresponds to about 15% of the region under study.

We then plot on **Fig. 4.17** the histogrammic distribution corresponding to each Hapke parameter and its associated standard deviation derived from the 30 best solutions. One notes that a large proportion of the pixels analysed in the image present well-determined estimates for b, c, , w. As an example, 80% of the population has a b estimate with a deviation less than 0.02, a c estimate with a deviation less than 0.03, a w estimate with a deviation less than 0.008, a estimate with a deviation less than 3°. For the opposition parameters h and B0, the corresponding standard deviations are larger, respectively on the order of 0.1 and 0.18. However, the parameter distributions appear quite realistic with the bulk of the solutions less than 0.25 for h and more than 0.8 for B0. While active aeolian processes clearly dominate present-day modifications of the surface (Greeley et al., 2006), the present results suggest that, at the scale of the photometric investigation considered here, i.e. 1.6 km per pixel, there must be some statistical permanence in the average surface optical properties in the time frame of the considered 2 years period in order the photometric approach to be able to handle the complete set of observations with quite low residuals on the modeling.

Owing to the very different spatial resolution of this investigation versus the in situ analysis performed at Gusev with Pancam, and to the notion of multispectral classification of rocks and soils used to carry out the Pancam photometry studies on distinct units (e.g., gray rocks, red rocks, bright soils, dark soils, ...) (Johnson et al., 2006), a direct comparison between the present results and those from Pancam observations cannot be made in a straightforward manner. However, comparing our results obtained at 675 nm (HRSC visible channel) with the Pancam ones obtained at 753 nm show that the range of variation found here for each parameter (**Fig. 4.17**) is quite consistent with the estimates reached by Johnson et al. (2006). It is particularly true for the single albedo w ranging between 0.69-0.87, the surface roughness comprised between 0 and 20°, and the lobe width h generally ranging below 0.25. For the phase function parameter b, c, an overall agreement is also found but one must keep in mind that our results reflect an average estimate based on the 30 best solutions which tend to reduce the range of variation, in particular for the very backscattering cases as demonstrated on **Fig. 4.11.d**. We note for instance that our c estimates so produced hardly reach 0.6 while considering only the best or 10 best solution(s) would have resulted in higher c values, comprised between 0.6 and 0.8.

It is also worth pointing out that in both studies (Pancam and HRSC), the amplitude B0 of the opposition lobe is the parameter which is the least constrained, with its most frequent values comprised in our HRSC analysis between 0.8 and 1 (see **Fig. 4.17.k** and l).

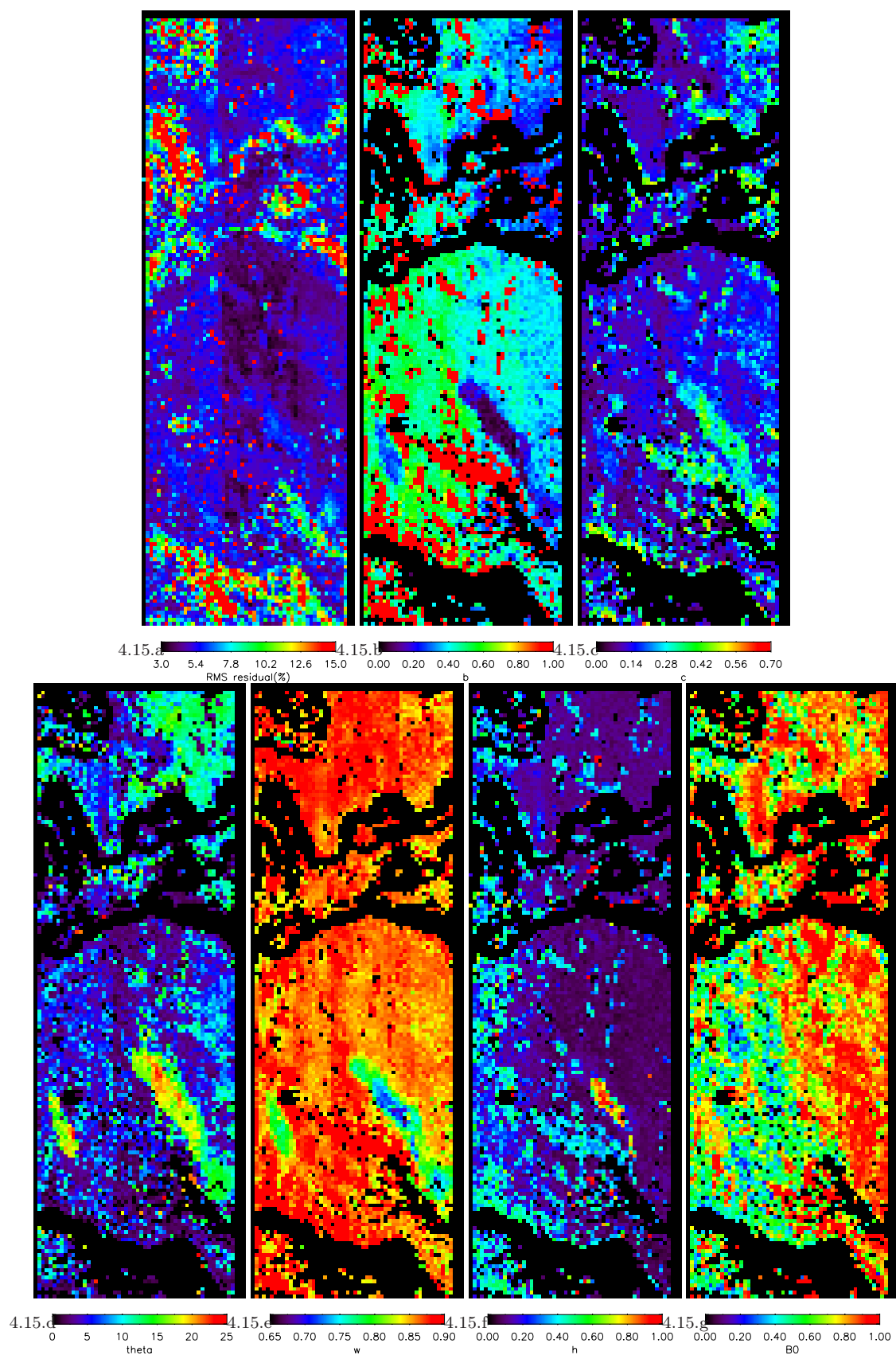


Fig. 4.15. Map of the HG2-Hapke (opposition parameters set free) over Gusev crater and Apollinaris southern flank, with a 1.6x1.6 km² resolution. (15.a) : Distribution of the relative score (rms residuals) given in % (see also the corresponding histogram shown on Figure 16). (15.b, c) : Distribution of the phase function parameters b and c. (15.d,e) : Distribution of the surface roughness and single scattering albedo parameters w. (15.f,g) : Distribution of the opposition parameters B0 and h. Based on Figure 16, areas with a relative score >8% have been discarded and appear in black on Figures 15.b,c,d,e,f,g.

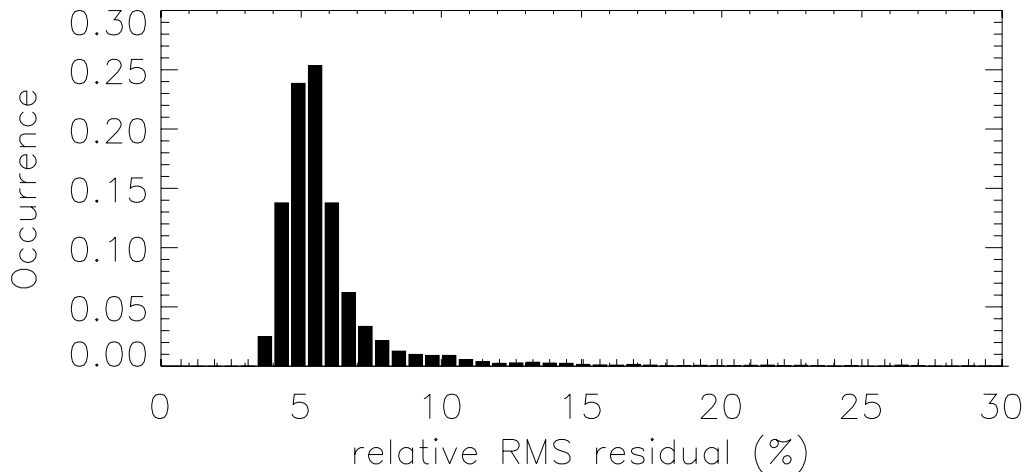


Fig. 4.16. Histogram of the relative score (rms residuals) given in % ; one notes a gaussian distribution centered on 5% with a residual tail beyond 8%.

III.4.6 Derivation of photometric units across Gusev and Apollinaris Patera :

The objective is to characterize and define photometric units within Gusev and over Apollinaris Patera, and possibly put these units in relation with different types of materials characterized by their thermophysical and/or surface properties as described by other techniques (e.g., thermal infrared, in situ optical (Pancam) and texture analyses (MI) , ...) . A multivariate statistical analysis (PCA : principal components analysis) permits here to determine photometric types within the population, thus to select the most representative endmembers in terms of photometric properties and spatial distribution, and establish a regional photometric map. We used a dimensionless dataset for the PCA analysis, i.e., centered coordinates normalized for each photometric parameter by the standard deviation of the distribution. This means that the (0,0) coordinates in the PCA diagrams correspond to the barycenter point for the whole population. Absolute photometric quantities can be recalculated from these data (cf. **Tab. 4.5** and **Tab. 4.6**) (see Pinet et al. 2000 and Chevrel et al. 2002 for details about this method from previous applications). The principal axes of variation (defined by the eigenvectors of the correlation matrix of the population) are ranked according to their decreasing explained variance (respectively bearing 52, 18.9, 17.9, 6.6, 2.6 and 2%). In the present analysis, the topological study of the statistical data cloud projected along the three first principal axes representing 89% of the total variance permits to determine 7 different clusters or domains, shown on **Fig. 4.18**. Each domain corresponds to an homogeneous photometric population characterizing a distinct photometric type. The 7 units are respectively represented in yellow, green, magenta, orchid, dark-blue, cyan, and orange. These units are projected on the graphs successively plotting the scattering fraction parameter c versus the asymmetry of the lobe b , the roughness as a function of the single scattering albedo w , and a third plot describing the opposition effect parameters and displaying B_0 as a function of h . The mean and standard deviation estimates of the photometric quantities associated with these units are given in **Tab. 4.5** and displayed on **Fig. 4.18**.

Cluster	Yellow	Green	Magenta	Orchid	D-blue	Cyan	Orange
$b :$	0.06 ± 0.02	0.19 ± 0.06	0.27 ± 0.03	0.34 ± 0.04	0.40 ± 0.04	0.47 ± 0.03	0.58 ± 0.04
$c :$	0.34 ± 0.06	0.38 ± 0.06	0.19 ± 0.03	0.17 ± 0.03	0.11 ± 0.02	0.11 ± 0.02	0.07 ± 0.02
$\theta :$	18.5 ± 1.5	14.9 ± 2.4	17.2 ± 1.8	12.5 ± 2.0	3.7 ± 1.3	4.6 ± 1.9	3.3 ± 1.5
$w :$	0.72 ± 0.02	0.77 ± 0.02	0.79 ± 0.01	0.86 ± 0.01	0.86 ± 0.007	0.86 ± 0.00	0.87 ± 0.009
$h :$	0.75 ± 0.13	0.13 ± 0.04	0.30 ± 0.07	0.10 ± 0.07	0.09 ± 0.03	0.10 ± 0.04	0.18 ± 0.07
$B_0 :$	0.73 ± 0.07	0.85 ± 0.06	0.78 ± 0.04	0.82 ± 0.06	0.91 ± 0.04	0.73 ± 0.08	0.37 ± 0.08

Tab. 4.5. Hapke parameters determination for the 7 units defined from the PCA classification when the opposition effect parameters are set free (mean and associated standard deviation corresponding to each cluster)

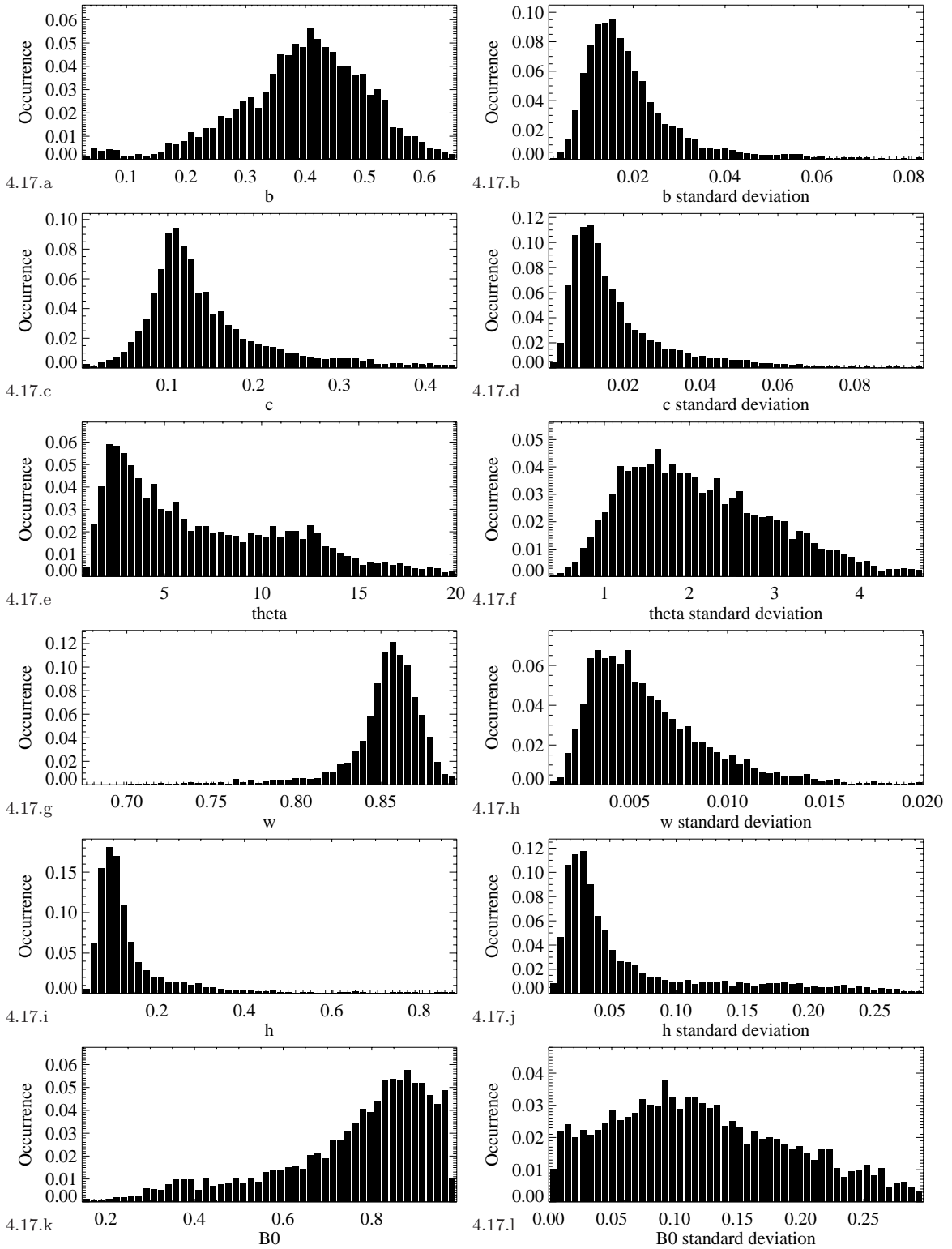


Fig. 4.17. Distribution of the photometric variations for each Hapke parameter across Gusev crater and Apollinaris Patera for the population with a relative score $< 8\%$ and after the rejection of the anomalous cases presenting a phase function parameter $b > 0.9$ (see text). b and c phase function parameters; histogram of the mean estimate, with its corresponding standard deviation derived from the 30 best solutions for the b phase function parameter (17.a and b), for the c phase function parameter (17.c and d), for the macroscopic roughness parameter (17.e and f), for the w single scattering albedo parameter (17.g and h), for the h opposition effect parameter (17.i and j), for the B_0 opposition effect parameter (17.k and l), Parameters b , c , w present rather low deviations; and h parameters present a range of low to intermediate deviations; B_0 may present large standard deviations (see text). Dotted lines indicate the cumulative occurrence for the standard deviation histograms.

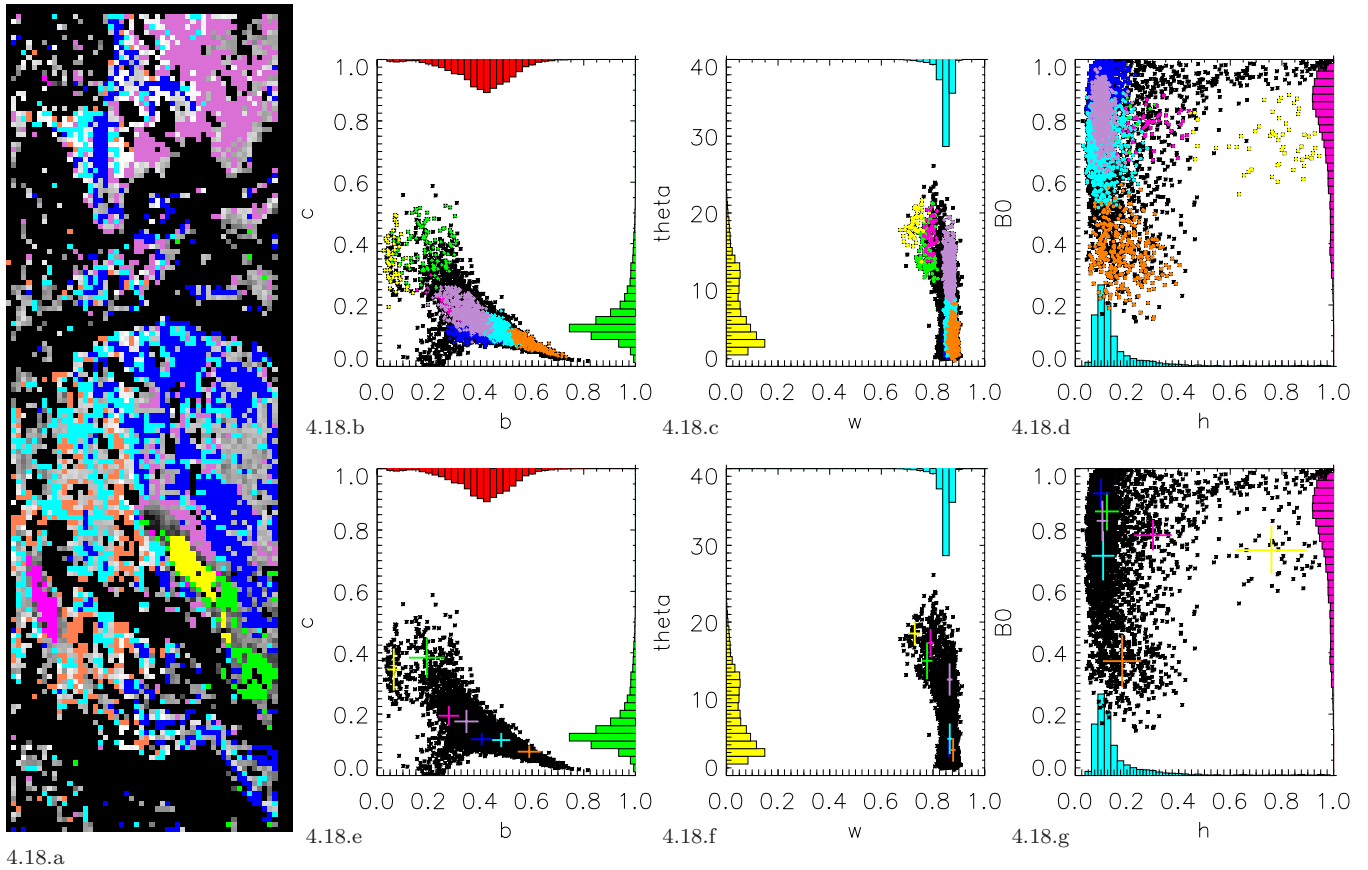


Fig. 4.18. Photometric classification across Gusev and Apollinaris southern flank from a clustering method based on a principal component analysis (PCA) of the 6 Hapke parameters variations mapped on Figure 15. 7 units are identified with their distribution displayed on Figure 18a, and the corresponding clusters in the parametric space shown respectively in the b versus c phase function graph (Figs. 18b and c (mean and standard deviation of each cluster (see also Table 5)), in the versus w graph (Figs. 18d and e), in the B_0 versus h opposition effect graph (Figs. 18f and g)). Corresponding histograms (see Fig. 17) are also plotted in order to give a sense of the density distribution of the data clouds.

Cyan, dark-blue and orchid units are present on both Apollinaris Patera flank and across Gusev crater floor. These 3 photometric units present the same single scattering albedo w with rather forward scattering properties (high b , low c), low to intermediate surface roughness (cyan, dark-blue vs rougher orchid) and porous or not compacted powdered surface state (h low, B_0 : 0.7-0.9). The dark-blue unit can be distinguished from the cyan one only by its B_0 amplitude ($B_0=0.91$) consistent with the presence of more opaque particles constitutive of the surface than in the cyan and orchid units. These units are widespread across the crater floor and Apollinaris. The orange unit has the highest single scattering albedo w , is the smoothest surface in terms of roughness, associated with an extremely forward scattering behavior. The opposition parameters are consistent with the presence of transparent particles in the surface powder layer. The distribution of this unit appears quite intermittent across the crater and do not seem to indicate any relationship with a given morphological structure.

It may correspond to sparse areas where the structure of the surface dust layer is the most preserved. The yellow, green and magenta units, as for them, are all associated with low-albedo features and accordingly, have a lower single scattering albedo. The yellow and green units present a relatively more backscattering behavior, associated with rather high surface roughness estimates ($14-18^\circ$). However, clear differences are seen among these units in terms of opposition effect. While the green one exhibits typical characteristics (narrow width h , large amplitude B_0), the magenta unit appears more unusual in terms of lobe width ($h=0.30$) and the yellow one is atypical with $B_0=0.73$ and $h=0.75$, suggesting the occurrence of a packed / compressed / narrow size distribution powder particulate surface. The photometric

behavior reported for the magenta unit is consistent with the detection of a local photometric anomaly by Kreslavsky et al. (2006).

We note that 6 out of 7 of the units described above (cyan, dark-blue, orchid, yellow, green, magenta) appear to be consistent with 6 out of the 10 individual spots analyzed in section 4 and represented with the same color. Given the extensive assessment performed in section 4 on the implementation of Hapke model (cf. **Fig. 4.10**, **Fig. 4.11**, **Fig. 4.12**, **Fig. 4.13**, **Fig. 4.14**), we feel confident with the definition of the present units based on the Hapke parameters estimates produced by the inversion relying on genetic algorithmics.

The representation of the same photometric clusters (**Fig. 4.19** and **Tab. 4.6**) is also produced when considering a phase function truncated below 20° phase angle and thus neglecting the opposition effect ($h=B_0=0$). The "orchid" unit is scattered across the parametric space; the same occurs to less an extent to the other clusters and the proposed classification is no longer valid. This demonstrates that the opposition effect thus plays a discriminant role suggesting that the surface state optical properties across Gusev are strongly influenced by the porosity and packing characteristics of the upper layer of the martian regolith.

Cluster	Yellow	Green	Magenta	Orchid	D-blue	Cyan	Orange
b :	0.22 ± 0.04	0.26 ± 0.05	0.35 ± 0.04	0.31 ± 0.11	0.37 ± 0.06	0.45 ± 0.08	0.59 ± 0.07
c :	0.41 ± 0.06	0.40 ± 0.07	0.24 ± 0.04	0.25 ± 0.08	0.16 ± 0.04	0.15 ± 0.05	0.09 ± 0.03
$\bar{\theta}$:	17.2 ± 3.0	12.4 ± 2.3	8.7 ± 4.4	11.1 ± 4.5	3.70 ± 2.4	4.3 ± 3.5	2.55 ± 2.1
w :	0.80 ± 0.016	0.8 ± 0.02	0.81 ± 0.008	0.86 ± 0.012	0.864 ± 0.009	0.865 ± 0.01	0.88 ± 0.011

Tab. 4.6. HG2- Hapke parameters determination for the 7 units defined from the preceding PCA-classification when the opposition effect is neglected, with phase angles larger than 20° (mean and associated standard deviation corresponding to each cluster)

It is worth recalling that the TES albedo values for the floor of Gusev range from 0.17 to 0.26 while the dust cover index (DCI) values range from 0.93 to 0.97. Such values are indicative of surfaces that range from dust-covered to dust-free (Ruff and Christensen, 2002). The thermal inertia values, which range from 150 to 500, indicate that although dust may be present, it is not thick enough to fully obscure the thermal signature of the underlying substrate (Christensen et al., 2005). Recent results produced from Pancam in situ spectral analysis (Farrand et al., 2006) et from combined analyses of OMEGA and Spirit data (Lichtenberg et al., 2007) show that the surface of the Gusev Crater plains is dominated by nanophase iron-oxide-rich dust deposits partially obscuring weakly-altered basaltic sands. While the dust cover may be thick enough to mask the visible-near-infrared spectral signature of the underlying basaltic sands, it is generally not thick enough to influence the thermal signature and consequently should be less than 1cm thick.

The lowest-albedo, least-dusty material exhibits TES spectral properties similar to Surface Type 1 (basalt) (Milam et al., 2003) while other units appear to be obscured by dust. Also, from the THEMIS IR and VIS data analysis, the floor of Gusev however, displays temperature variations that are independent of topography. For instance, the relatively low albedo prominent streaks seen in visible images and oriented NNW- SSE are warmer in the day by several degrees than the rest of the crater floor. At high resolution, these features are composed of small, superimposed, subparallel streaks that clearly are aeolian in origin. The fact that the streaks are nearly indiscernible in nighttime observations tend to support the idea that a thin layer of bright, fine-grained dust has been stripped off to reveal a darker uniform substrate (Christensen et al., 2005).

Our present photometric results reached from both Minnaert and Hapke modeling support this view with the most pronounced photometric variability being associated with the 3 yellow, magenta and green units corresponding to the low-albedo features. These 3 units have a low single scattering albedo, are the most backscattering surfaces across Gusev and Apollinaris, have a high surface roughness and present variable surface states as shown by the opposition parameters estimates discussed above, consistent with the occurrence of large basaltic sand grain sizes organized in more or less packed layers. In this respect, it is worth noting that the MI images (Herkenhoff et al., 2004) of the soil on the crest of ripples inside

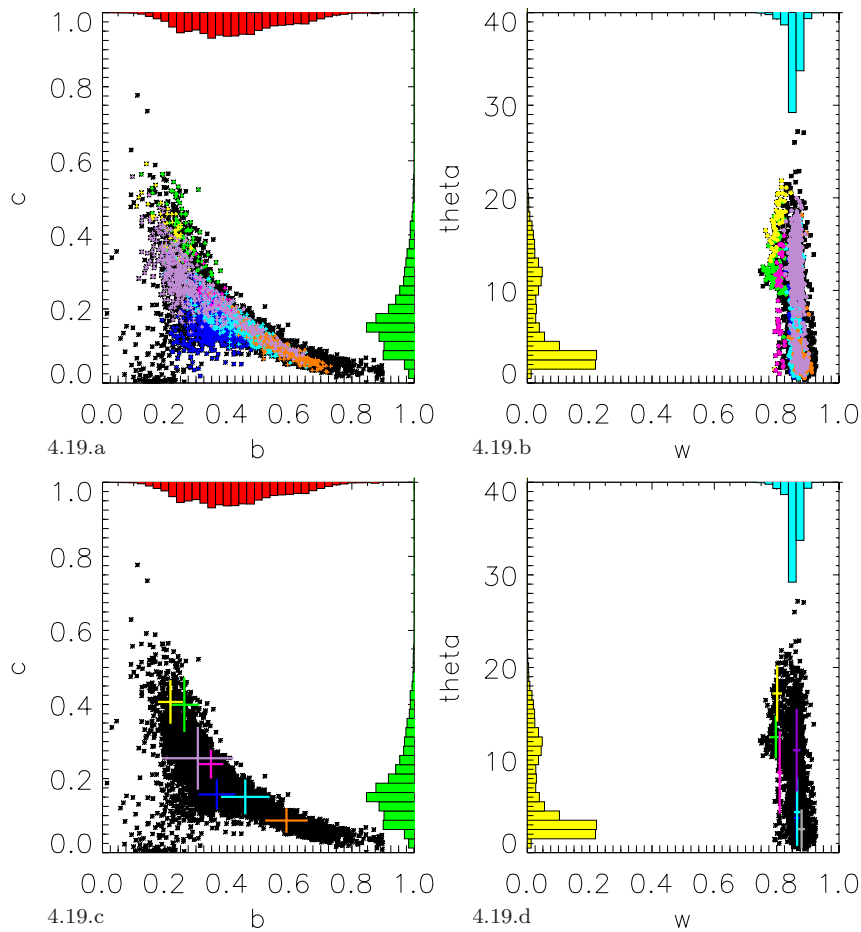


Fig. 4.19. Representation of the same photometric clusters produced when considering a phase function truncated below 20° phase angle and thus neglecting the opposition effect ($h=B_0=0$). Figs. 19 a and b show the clusters in the b versus c phase function graph and the corresponding mean and standard deviation for each cluster. Same representation in the w versus θ graph (Figs. 19c and d). The "orchid" unit is scattered across the parametric space; the same occurs to less an extent to the other clusters and the classification is no longer valid. The opposition effect thus plays a discriminant role suggesting that the surface optical properties across Gusev are strongly influenced by the porosity and packing characteristics of the upper layer of the martian regolith.

the dark streak zone show coarse clean sand grains ~ 1 mm in size while outside the dark streak zone, MI observations show sand grain set in a matrix of finer grains, inferred to be dust (Greeley et al., 2004; Greeley et al., 2006).

Given the overall patterns derived from the PCA analysis, it is quite possible that the observed photometric variation at least for the western and central part of the crater is partly driven by the prevailing wind regimes considered to be oriented north-northwest/ south-southeast (Greeley et al., 2006), continuously disturbing (sweeping, abrading, pressing, packing, dust removing) the very upper surface layer. Interestingly, one notes that the mapping aspect of the present photometric investigation appears quite useful to get a better sense of the meaning of the observed variations. The present results support the idea raised by several authors (e.g., Shkuratov and Helfenstein, 2001; Cord et al., 2003; Piatek et al., 2004; Shkuratov et al., 2005; Shepard and Helfenstein, 2007) that the photometric meaning provided by the Hapke modeling is not pertinent at the particle level but rather delivers a complex information related to the surface organization (surface roughness, packing state, ...) involving a lot more than a simple physical characterization of the intrinsic optical properties of the constitutive particles. As al-

ready suggested (Johnson et al., 2006), one should consider the local topography in modeling the wind patterns and regimes to address the variability and efficiency of aeolian weathering activity across Gusev (see in Greeley et al., 2006)).

III.4.7 Conclusions

Some important results have been reached from this exploratory study. On the operational viewpoint, both the Minnaert and Hapke photometric modeling implemented here concur to demonstrate that HRSC multi-angular observations acquired along the mission with different orbits can be, under some limitations (e.g., atmospheric opacity less than 0.9), pieced together to derive integrated phase functions at moderate spatial resolution on the order of 400m-1.6 km. Advanced DTM products should permit to work at higher spatial resolution. However, the data processing appears time-consuming and somewhat tedious. Clearly new strategies are to be thought about and implemented for the future instruments (e.g., widening the range of geometry and increasing the number of multi angular measurements for a given orbital observation).

On the scientific side, this work reveals that one can document from orbit the photometric diversity of the surface properties. It sounds a bit like a paradox but the imaging aspect of HRSC observations and the integrated scale at which the Hapke parameters are derived here « help » in making progress on the physical meaning of the outputs produced from the Hapke model. As suggested recently in the literature, the Hapke model is likely not to be pertinent at the level of the particles in the case of close-packed media such as planetary regoliths, but rather delivers a complex information related to the surface organization (surface roughness, packing state, ...) involving a lot more than a simple physical characterization of the intrinsic optical properties of the constitutive particles.

The most pronounced photometric changes are observed in the 3 yellow, magenta and green units associated with the low-albedo features corresponding to dark streaks. These 3 units have a low single scattering albedo, are the most backscattering surfaces across Gusev and Apollinaris, have a high surface roughness and present variable surface states as shown by the opposition parameters estimates, consistent with the occurrence of large basaltic sand grain sizes organized in more or less packed layers.

It is quite remarkable to note within Gusev crater the convergence of observations relying on independent investigations based on thermal inertia, reflectance spectroscopy, in situ microscopic imaging, in situ photometric studies and the present orbital photometric imaging data. It hints at exploring in great detail the possible interplay between rocks, soils and aeolian weathering activity as the photometric variability depicted in this paper may arise from the physical surface processes responsible for the surface texture caused by transport, erosion and deposition, and / or from the in situ geochemical processes of alteration and diagenesis likely to occur in the martian soils and subsurface layers. All of these processes are very likely related to the interaction of the surface with the martian atmosphere circulation and / or ancient hydrosphere/cryosphere regime.

Acknowledgments :

For this study, the HRSC Experiment Team of the German Aerospace Center (DLR) in Berlin has provided map-projected HRSC image data, and HRSC Preliminary 200m DTM(s). We thank the HRSC Experiment teams at DLR Berlin and the Freie Universität Berlin as well as the Mars Express Project Teams at ESTEC and ESOC for the planning and acquisition of data, and for making the processed data available to the HRSC team. We also acknowledge the support of the Co-investigator Team 24 who has contributed in scientific discussions. The research was supported by the French Space Agency CNES and PNP (Programme National de Planétologie).

References :

Adams, J. B., Smith, M.O., and Johnson, P.E. 1986. Spectral mixture modeling : A new analysis of rock and soil types at the Viking Lander site. *J.G.R.* 91, 8098-8112.

Adams, J. B., and A. R. Gillespie , 2006. Remote Sensing of Landscapes with Spectral Images : A Physical Modeling Approach, 362 pp., Cambridge Univ. Press, New York.

Arvidson, R.E. Guinness , E.A., and Zent, A.P., 1982. Classification of surface units in the equatorial region of Mars based on Viking Orbiter color, albedo, and thermal data. *J.G.R.* 87, 10149-10157.

Arvidson, R.E., E.A. Guinness, M.A. Dale-Bannister, J. Adams, M. Smith, P.R. Christensen, and R.B. Singer, Nature and distribution of surficial deposits in Chryse Planitia and vicinity, Mars, *J. Geophys. Res.*, 94, 1573-1587, 1989.

Arvidson, R. E., et al. 2004, Localization and physical properties experiments conducted by Spirit at Gusev crater, *Science*, 305, 821 824.

Arvidson, R. E., et al. (2006), Overview of the Spirit Mars Exploration Rover Mission to Gusev Crater : Landing site to Backstay Rock in the Columbia Hills, *J. Geophys. Res.*, 111, E02S01, doi :10.1029/2005JE002499.

Baratoux,D., P. C. Pinet, V. G. Kaydash¹,Y. Shkuratov, Y. Daydou, S. Besse, A. Jehl, S. Chevre, 2006. The derivation of Hapke parameters using multi-angular observations from orbit and laboratory : an ill-posed inverse problem, *LPSC 37h*, #1340, Houston.

Bell, J.F., III, M.J. Wolff, T.C. Daley, D. Crisp, P.B. James, S.W. Lee, J.T. Trauger, and R.W. Evans, 1999. Near-infrared imaging of Mars from HST : Surface reflectance, photometric properties, and implications for MOLA data. *Icarus* 138, 25- 35.

Bell, J. F., III, et al. (2004), Pancam multispectral imaging results from the Spirit rover at Gusev Crater, *Science*, 305(5685), 800 806, doi :10.1126/ science.1100175.

Chevrel, S. D., Pinet, P. C., Daydou, Y., Maurice, S., Lawrence, D. J., Feldman, W. C., Lucey, P. G., 2002. Integration of the Clementine UV-VIS spectral reflectance data and the Lunar Prospector gamma-ray spectrometer data : A global-scale multielement analysis of the lunar surface using iron, titanium, and thorium abundances. *JGR-Planets*, 107(E12), 5132.

Christensen, P.R., S.W. Ruff, R. Fergason, N. Gorelick , B.M. Jakosky, M.D. Lane, 26 A.S. McEwen , H.Y. McSween , G.L. Mehall , K. Milam, J.E. Moersch, S.M. Pelkey,A.D. Rogers, M.B. Wyatt, 2005, Mars Exploration Rover candidate landing sites as viewed by THEMIS, *Icarus* 176, 12 43. Clancy R.T. and S.W. Lee, 1991. *Icarus*, 93, 135.

Clancy, R. T. and W. L. Steven, 1991, A new look at dust and clouds in the Mars atmosphere : analysis of emission-phase-function sequences from global Viking IRTM observations, *Icarus*, 93, 135-158, doi :10.1016/0019-1035(91)90169-T

Clancy, R. T., M. J. Wolff, and P. R. Christensen, 2003. Mars aerosol studies with the MGS TES emission phase function observations : Optical depths, particle sizes, and ice cloud types versus latitude and solar longitude, *J. Geophys. Res.*, 108(E9), 5098, doi : 10.1029 / 2003JE002058

Clark, B.E., Helfenstein, P., Bell III, J.F., Veverka, J., Izenberg, N.I., Domingue, D., Wellnitz, D., McFadden, L.A., 2002. NEAR infrared spectrometer photometry of Asteroid 433 Eros. *Icarus* 155, 189 204.

Combes, M. and 19 authors 1991. Martian atmosphere studies from the ISM experiment, *Planet.*

Space Sci. 39, 189-198.

Cord, A., P.C. Pinet, Y. Daydou, and S. Chevrel, 2003. Planetary regolith surface analogs : optimized determination. of Hapke parameters using multi-angular spectroimaging laboratory facility, *Icarus*, 165, 414 - 427.

Cord, A., Baratoux, D., Mangold, N., Martin, P., Pinet, P., Greeley, R., Costard, F., Masson, P., Foing, B., Neukum, G. and HRSC team, Surface roughness and geological mapping at sub-hectometer scale from the HRSC camera onboard Mars Express , *Icarus*, doi :10.1016/j.icarus.2007.04.029, 2007.

Drossart, P., J. Rosenqvist, S. Erard, Y. Langevin, J.P. Bibring, and M. Combes 1991. Martian aerosols properties from the Phobos/ISM experiment. *Ann. Geophys.* 9, 754- 760.

Erard, S., J.F. Mustard, S. Murchie, J.P. Bibring, P. Cerroni, and A. Coradini, 1994. Martian aerosols : near-infrared spectral properties and effects on the observation of the surface. *Icarus* 111, 313-337.

Esposito, F., M. Giuranna , A. Maturilli , E. Palomba , L. Colangeli , V. Formisano , 27 Albedo and photometric study of Mars with the Planetary Fourier Spectrometer onboard the Mars Express mission, 2007. *Icarus* 186, 527 546, doi :10.1016/j.icarus.2006.08.028

Farrand, W. H., J. F. Bell III, J. R. Johnson, S. W. Squyres, J. Soderblom, and D. W. Ming (2006), Spectral variability among rocks in visible and near-infrared multispectral Pancam data collected at Gusev crater : Examinations using spectral mixture analysis and related techniques, *J. Geophys. Res.*, 111, E02S15, doi :10.1029/2005JE002495.

Fischer, E. and C.M., Pieters 1993. The continuum slope of Mars : Bidirectional reflectance investigations and applications to Olympus Mons, *Icarus* 102, 185-202.

Geissler, P. E. and Singer, R. B. 1992. Spectrophotometric Mapping of Coprates Quadrangle, Mars. *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts* 23, 403.

Greeley, R., S. W. Squyres, R. E. Arvidson, P. Bartlett, J. F. Bell III, D. Blaney, N. A. Cabrol, J. Farmer, B. Farrand, M. P. Golombek, S. P. Gorevan, J. A. Grant, A. F. C. Haldemann, K. E. Herkenhoff, J. Johnson, G. Landis, M. B. Madsen, S. M. McLennan, J. Moersch, J. W. Rice Jr., L. Richter, S. Ruff, R. J. Sullivan, S. D. Thompson, A. Wang, C. M. Weitz, P. Whelley, Athena Science Team (2004), Wind-related processes detected by the Spirit Rover at Gusev crater, Mars, *Science*, 305, 810 821.

Greeley, R., B.H. Foing, G. Neukum, P.C. Pinet, M. Van Kan, S.C. Werner, D. Williams, T. E. Zegers and the Mars-Express/HRSC Co-Investigator Science Team, Fluid lava flows in Gusev Crater, Mars, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, No. E5, E05008, doi : 10.1029/2005JE002401, 2005

Greeley, R., R. E. Arvidson, P. W. Barlett, D. Blaney, N. A. Cabrol, P. R. Christensen, R. L. Fergason, M. P. Golombek, G. A. Landis, M. T. Lemmon, S. M. McLennan, J. N. Maki, T. Michaels, J. E. Moersch, L. D. V. Neakrase, S. C. R. Rafkin, L. Richter, S. W. Squyres, P. A. de Souza Jr., R. J. Sullivan, S. D. Thompson, and P. L. Whelley (2006), Gusev crater : Wind-related features and processes observed by the Mars Exploration Rover Spirit, *J. Geophys. Res.*, 111, E02S09, doi :10.1029/2005JE002491.

Guinness, E.A., R.E. Arvidson, and I.H.D. Clark, and M.K. Shepard, Optical scattering properties of terrestrial varnished basalts compared with rocks and soils at the Viking Lander sites , *J. Geophys. Res.*, 102, 28687-28703, 1997.

Gwinner, K., F. Scholten, B. Giese, J. Oberst, R. Jaumann, M. Spiegel, R. Schmidt, G. Neukum, and das HRSC Co-Investigator Team, 2005. Hochauflösende Digitale 28 Geländemodelle auf der Grundlage von Mars Express HRSC-Daten, *Photogrammetrie - Fernerkundung-Geoinformation (PFG)*, 5, 387-394.

Gwinner, K., Scholten, F., Spiegel, M., Schmidt, R., Giese, B., Oberst, J., Jaumann, R., Heipke, C. ,

Neukum, G., The HRSC Co-Investigator Team, 2005. Derivation and validation of high-resolution digital terrain models from Mars-Express HRSCdata, Photogramm. Eng. Remote Sens., in review.

Hapke, B., 1981. Bidirectional reflectance spectroscopy I. Theory. J. Geophys. Res. 86, 3039-3054.

Hapke, B., 1984. Bidirectional reflectance spectroscopy III. Correction for macroscopic roughness. Icarus 59, 41-59.

Hapke, B., 1986. Bidirectional reflectance spectroscopy IV. The extinction coefficient and the opposition effect. Icarus 67, 264-281.

Hapke, B., 1993. Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy. Cambridge Univ. Press, Cambridge. Hapke, B., 1999. Scattering and diffraction of light by particles in planetary regoliths. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer 61, 565-581.

Hapke, B., 2002. Bidirectional reflectance spectroscopy. 5. The coherent backscatter opposition effect and anisotropic scattering. Icarus 157, 523-534.

Heipke, C., J. Oberst, J. Albrecht, M. Attwenger, P. Dorninger, E. Dorrer, M. Ewe, S. Gehrke, K. Gwinner, H. Hirschmüller, J. R. Kim, R. L. Kirk, H. Mayer, J.-P. Muller, R. Rengarajan, M. Rentsch, R. Schmidt, F. Scholten, J. Shan, M. Spiegel, M. Wählisch, G. Neukum, HRSC Co-Investigator Team, 2007 : Evaluating planetary digital terrain models—The HRSC DTM test, Planetary and Space Science, in press.

Helfenstein, P. and J. Veverka, Photometric properties of lunar terrains derived from Hapke's equation, Icarus, 72, 342-357, 1987.

Helfenstein, P., Veverka, J., Thomas, P.C., Simonelli, D.P., Klaasen, K., Johnson, T.V., Fanale, F., Granahan, J., McEwen, A.S., Belton, M., Chapman, C.R., 1996. Galileo photometry of Asteroid 243 Ida. Icarus 120, 48-65.

Helfenstein, P., Shepard, M., 1999. Submillimeter-scale topography of the lunar regolith. Icarus 141, 107-131.

K. E. Herkenhoff, S. W. Squyres, R. Arvidson, D. S. Bass, J. F. Bell III, P. Bertelsen, N. A. Cabrol, L. Gaddis, A. G. Hayes, S. F. Hviid, J. R. Johnson, K. M. Kinch, M. B. 29 Madsen, J. N. Maki, S. M. McLennan, H. Y. McSween, J. W. Rice Jr., M. Sims, P. H. Smith, L. A. Soderblom, N. Spanovich, R. Sullivan, A. Wang, 2004. Textures of the Soils and Rocks at Gusev Crater from Spirit's Microscopic Imager, Science, 305, 824-826, doi :10.1126/science.3050824.

Jakosky B. M., B. M. Hynek, S. M. Pelkey, M. T. Mellon, S. Martínez-Alonso, N. E. Putzig, N. Murphy, P. R. Christensen (2006), Thermophysical properties of the MER and Beagle II landing site regions on Mars, J. Geophys. Res., 111, E08008, doi :10.1029/2004JE002320.

Soderblom, J.M., J. F. Bell III, Min Y.H. Hubbard, M. J. Wolff (2006), Martian phase function : Modeling the visible to near-infrared surface photometric function using HST-WFPC2 data, Icarus, 184, 401-423

Jaumann, R., G. Neukum, T. Behnke, T.C. Duxbury, K. Eichentopf, J. Flohrer, S.v. Gasselt, B. Giese, K. Gwinner, E. Hauber, H. Hoffmann, A. Hoffmeister, U. Köhler, K.-D. Matz, T.B. McCord, V. Mertens, J. Oberst, R. Pischel, D. Reiss, E. Ress, T. Roatsch, P. Saiger, F. Scholten, G. Schwarz, K. Stephan, M. Wählisch, and the HRSC Co-Investigator Team (2007), The high-resolution stereo camera (HRSC) experiment on Mars Express : Instrument aspects and experiment conduct from interplanetary cruise through the nominal mission, Planetary and Space Science, 55, 928-952.

Jehl, A., 16 authors and The Co-I Mars-Express HRSC team 2006. Improved surface photometric mapping across Gusev and Apollinaris from an HRSC/Mars Express integrated multi-orbit dataset :

implication on Hapke parameters determination, LPSC 37th, # 1219, Houston.

Kaydash, V.G., P. C. Pinet, D. Baratoux, S. Besse, A. Jehl, S. Chevrel 2006. . Lunar photometry from Clementine multiangular data : analysis of Hapke parameters estimate and implication for upcoming Smart-1 spot-pointing data, LPSC 37th, #1340.

Kieffer, H.H., T.Z. martin, A.R., Peterfreund, B.M., Jakovsky, E.D., Miner, and F.D., Palluconi 1977. Thermal and albedo mapping of Mars during the Viking primary mission. J.G.R. 82, 4249-4291.

Kreslavsky, M.A., N. V. Bondarenko, P. C. Pinet, J. Raitala, G. Neukum and The Mars Express HRSC Co-Investigator Team, 2006. Mapping of photometric anomalies 30 of martian surface with HRSC data, LPSC 37th, # 2211, Houston.

Lemmon, M. T., et al. (2004), Atmospheric imaging results from the Mars Exploration Rovers : Spirit and Opportunity, Science, 306, 1753-1756, doi :10.1126/science.1104474.

Lemmon, M. T., and the Athena Science Team, 2006, Mars Exploration Rover atmospheric imaging : dust storms, dust devils, dust everywhere, LPSC XXXVII, LPI, Houston, TX.

Lichtenberg, K. A. , R. E. Arvidson, F. Poulet, R. V. Morris, A. Knudson, J. F. Bell, G. Bellucci, J.-P. Bibring, W. H. Farrand, J. R. Johnson, D. W. Ming, P. C. Pinet, A. D. Rogers, S. W. Squyres, Co-ordinated Analyses of Orbital and Spirit Rover Data to Characterize Surface Materials on the Cratered Plains of Gusev Crater, Mars, JGR Planets (special issue) 2007, in press.

Lohse V., Heipke C., Kirk R.L., 2006 : Derivation of planetary topography using multi-image shape-from-shading, Planetary and Space Science, Vol. 54, No. 7, 661- 674.

Martin P., Pinet P.C., Bacon R., Rousset A., Bellagh F., Martian surface mineralogy from 0.8-1.05 m TIGER spectro-imagery measurements in Terra Sirenum and Tharsis Montes Formation, Planetary and Space Science, 1996, Vol. 44, N°8, 859- 888.

Martinez-Alonso, S., B. M. Jakosky, M. T. Mellon, and N. E. Putzig (2005), A volcanic interpretation of Gusev Crater surface materials from thermophysical, spectral, and morphological evidence, J. Geophys. Res., 110, E01003, doi :10.1029/2004JE002327.

McCord, T.B., J. B. Adams, G. Bellucci, J-P. Combe, A. R. Gillespie, G. Hansen, H. Hoffmann, R. Jaumann, G. Neukum, P. Pinet, F. Poulet, K. Stephan, the HRSC Spectrophotometric Working group, and the HRSC Co-I Team (2007), The Mars Express High Resolution Stereo Camera Spectrophotometric Data : Characteristics and Science Analysis, Journal of Geophysical Research (Planets), 112, E06004, doi :10.1029/2006JE002769

McEwen, A.S., 1991. Photometric functions for photoclinometry and other applications. Icarus 92, 298-311.

Milam, K. A., K. R. Stockstill, J. E. Moersch, H. Y. McSween Jr., L. L. Tornabene, A. Ghosh, M. B. Wyatt, and P. R. Christensen (2003), THEMIS characterization of the MER Gusev crater landing site, J. Geophys. Res., 108(E12), 8078, doi :10.1029/2002JE002023.

Martinez-Alonso, S., B. M. Jakosky, M. T. Mellon, and N. E. Putzig (2005), A volcanic interpretation of Gusev Crater surface materials from thermophysical, spectral, and morphological evidence, J. Geophys. Res., 110, E01003, doi :10.1029/2004JE002327.

Murchie, S.L., Mustard, J.F., Bishop, J.L., Head, J.W., Pieters, C.M. and Erard, S., 1993. Spatial variations in the spectral properties of bright regions of Mars, Icarus, 105, 454-468.

Mushkin, A., and A. R. Gillespie, 2005. Estimating sub-pixel surface roughness using remotely sensed

stereoscopic data, *Remote Sens. Environ.*, 99, 75-83.

Mushkin, A., and A. R. Gillespie, 2006. Mapping sub-pixel surface roughness on Mars using high-resolution satellite image data, *Geophys. Res. Lett.*, 33(18), L18204, doi :10.1029/2006GL027095.

Mustard, J.F. and J.F. Bell, 1994. New composite reflectance spectra of Mars from 0.4 to 3.14 micron, *G.R.L.* 21 (5), 353-356.

Pinet, P.C. and S.D., Chevrel, JGR 1990. Spectral identification of geological units on the surface of Mars related to the presence of silicates from earthbased near-infrared telescopic CCD imaging, *Journ. Geoph. Res. (Mars special issue)*, vol. 95, n°B9, 14435-14446.

Pinet P. C., Shevchenko V.V., Chevrel S.D., Daydou Y.H. Rosenberg C., Local and regional lunar regolith characteristics at Reiner Gamma formation : Optical and spectroscopic properties from Clementine and Earth-based data, *J. Geophys. Res.*, 105, E4, 9457-9475, 2000.

Pinet, P. C., A. Cord, Y. Daydou, F. Boubault, S. Chevrel, and V. Lapeyrere 2001. Influence of linear versus non-linear mixture on bidirectional reflectance spectra using a laboratory wide field spectral imaging facility. *Lunar Planet. Sci. 32nd. Abstract #1552*, Houston.

Pinet, P. C. and C. Rosenberg 2001. Regional Photometry and Spectral Albedo of the Eastern Hemisphere of Mars in the 0.7-1 micron domain. *Lunar Planet. Sci. 32nd.*, 32 Abstract #1640, Houston.

Pinet, P. C., A. M. Cord, S. Chevrel, and Y. Daydou 2004. Optical response and surface physical properties of the lunar regolith at Reiner Gamma formation from Clementine orbital photometry : derivation of the Hapke parameters at local scale. *Lunar Planet. Sci. 35th. Abstract # 1660* Houston.

Pinet, P.C., Y. Daydou, A. Cord, S.C. Chevrel, F. Poulet, S. Erard, J.P. Bibring, Y. Langevin, R. Melchiorri, Bellucci G., F. Altieri, R.E. Arvidson, and the OMEGA Co- Investigator Team, Derivation of Mars Surface Scattering Properties from OMEGA Spot Pointing Observations, *LPSC 36th*, #1694, Houston, 2005.

Pinet, P.C., 18 co-authors and the Mars-Express & MER Science teams 2006. Mars Express /HRSC Imaging photometry and MER Spirit / PANCAM in situ spectrophotometry within Gusev, *LPSC 37th*, # 1220, Houston.

Poulet, F., J. N. Cuzzi, D. P. Cruikshank, T. Roush, and C. M. Dalle Ore 2002. Comparison between Shkuratov and Hapke scattering theories for solid planetary surfaces. Application to the surface composition of two Centaurs. *Icarus* 160, 313- 324.

Regner, P., Kamp, L., and Neukum, G. 1988. Multispectral Photometric Classification and Mapping of the Martian Surface in the Oxia Palus Region. *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts* 19, 968.

Scholten, F., Gwinner, K., Roatsch, T., Matz, K.-D., Waehlich, M., Giese, B., Oberst, J., Jaumann, R., Neukum, G., and the HRSC Co-Investigator Team (2005) : *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* Vol. 71, No. 10, 1143-1152.

Shepard, M.K., Campbell, B.A., 1998. Shadows on a planetary surface and implications for photometric roughness. *Icarus* 134, 279-291.

Shepard, M. K., and P. Helfenstein (2007), A test of the Hapke photometric model, *J. Geophys. Res.*, 112, E03001, doi :10.1029/2005JE002625.

Shkuratov, Yu., Starukhina, L., Hoffman, H., Arnold, G., 1999. A model of spectral albedo of particulate surfaces : implications for optical properties of the moon. *Icarus* 137, 235-246.

Shkuratov, Yu.G. and P. Helfenstein 2001. The opposition effect and the quasi-fractal structure of regolith : I. Theory, *Icarus* 152, 96-116.

Shkuratov, Y. G., D. G. Stankevich, D. V. Petrov, P. C. Pinet, A. M. Cord, Y. H. Daydou, S. D. Chevrel. Interpreting photometry of regolith-like surfaces with different topographies : shadowing and multiple scattering. *Icarus*, 173, 3-15, 2005.

Simonelli, D.P., Rossier, Laura, Thomas, P.C., Veverka, J., Burns, J.A., Belton, M.J.S., 2000. Leading/trailing albedo asymmetries of Thebe, Amalthea, and Metis. *Icarus* 147, 353-365.

Soderblom J.M., J.F. Bell III, M.Y.H. Hubbard, and M.J. Wolff, Martian phase function : Modeling the visible to near-infrared surface photometric function using HST-WFPC2 data, *Icarus* 184, 401-423, 2006.

Spiegel, M.. Improvement of interior and exterior orientation of the three line camera HRSC with a simultaneous adjustment, Stilla U et al (Eds) PIA07. International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 36 (3/W49B), 2007.

Squyres, S.W. et al., 2004, The Spirit Rover's Athena science investigation at Gusev crater, Mars, *Science*, 305, 794-799, doi :10.1126/science.3050794.

Strickland, E. L. 1989. Surface Photometric Properties and Albedo Changes in the Central Equatorial of Mars. Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts 20, 1081.

Tejfel U.G., N.U. Shinyaeva, A.N. Aksenov, and G. Kharitonova, 1992. The experience of the Mars normal albedo and limb darkening coefficient from the observations during 1990 opposition. *Proc. L.P.S.C.* 23rd, 1417-1418.

Veverka, J., J. Goguen, S. Yang, and J. Elliot, 1978. Scattering of light from particulate surfaces. *Icarus* 34, 406-414.

Warell, J., Limaye, S.S., 2001. Properties of the Hermean regolith : I. Global regolith albedo variation at 200 km scale from multicolor CCD imaging. *Planet. Space Sci.* 49, 1531-1552.

Warell, J. 2004. Properties of the Hermean regolith : IV. Photometric parameters of Mercury and the Moon contrasted with Hapke modeling, *Icarus* 167 (2004) 271-286

Conclusion sur Gusev

Parmi les études novatrices que l'on peut aborder depuis l'orbite martienne en utilisant les données multiangulaires de l'instrument HRSC (canaux nadir, stéréographique et photométrique) de Mars Express, figure la détermination des caractéristiques physiques de la surface, pour cartographier les variations des propriétés physiques des sols et des roches de Mars et les relier aux observations spectroscopiques et thermiques réalisées par les instruments OMEGA, TES et THEMIS. Les modèles de Minnaert et de fonction de phase à deux termes de Hapke s'accordent pour démontrer que les observations multiangulaires de HRSC acquises au cours de la mission sur le cratère Gusev et le flanc sud de Apollinaris peuvent, sous certaines limites, être assemblées pour produire une fonction de phase couvrant un grand intervalle d'angles de phase ($5-95^\circ$) avec une résolution spatiale de l'ordre de 400 mètres à 1.6 kilomètres.

Combiné à la rugosité de surface, l'effet d'opposition joue un rôle significatif, suggérant que les propriétés optiques de l'état de surface au niveau de Gusev sont fortement influencées par la porosité, l'état de compaction et l'organisation de la couche superficielle du régolite. L'aspect cartographique de la présente étude photométrique est utile pour donner une meilleure signification aux variations observées. Selon les tendances générales de cette analyse, il est très probable que la variation photométrique observée, au moins pour les régions centre et Ouest du cratère Gusev, soit partiellement due aux régimes des vents dominants, ces derniers ayant une orientation Nord - Nord Ouest / Sud - Sud Est et induisant une perturbation de la couche supérieure de la surface. Les résultats de cette étude photométrique sont en accord avec des études indépendantes basées sur les données orbitales d'inertie thermique et de spectroscopie de réflectance, et également des données photométriques et d'imagerie microscopique réalisées in situ par les instrument du rover Spirit. Cela conforte l'idée de l'existence en surface d'une couche composée de poussière à grains fins qui aurait été enlevée au niveau des unités de faible albédo révélant ainsi un substrat basaltique sombre formé de matériaux à grains plus grossiers.

Une autre étude en cours portant sur le deuxième site exploré par les rovers MER, à savoir la région de Méridiani où Opportunity a fourni en plusieurs stations des observations très documentées, va dans le même sens et permet d'étendre la validation de l'observation photométrique orbitale à partir des données HRSC.

Conclusion Générale

A l'issue de ce travail exploratoire, un certain nombre de résultats importants ont été produits.

Tout d'abord, on a montré, qu'en prenant certaines précautions (notamment en excluant les observations acquises en situation d'opacité atmosphérique marquée (cas où l'épaisseur optique > 0.9)), les observations HRSC réalisées lors de survols successifs sur une région donnée et présentant des conditions géométriques différentes pouvaient être combinées après analyse critique de la cohérence photométrique des données, afin de couvrir au maximum l'étendue du domaine d'angle de phase. L'étude a été faite à partir d'images HRSC acquises dans la région du site d'atterrissage du rover Spirit de la mission MER : le cratère de Gusev. Sur Gusev, Les données ont été ortho-rectifiées avec un modèle numérique de terrain (MNT) établi par HRSC et utilisé dans cette thèse avec une résolution de 400 m à 1.6 km afin de limiter les défauts résiduels de coregistration et/ou de compression.

Plusieurs modèles photométriques de complexité croissante, à savoir celui empirique de Minnaert, puis celui de Hapke, considérant une fonction de phase de Henyey-Greenstein à un ou deux lobes, avec ou sans prise en compte d'un effet d'opposition, ont été utilisés successivement pour évaluer la sensibilité des résultats selon les modélisations et les limitations observationnelles (e.g., fonction de phase incomplète). Ce faisant, on a mis en évidence la contribution accrue des aérosols avec les angles d'émergence croissants et l'importance de la détermination précise du relief dans le cas d'incidences rasantes. On a aussi noté que les contributions atmosphérique d'une part, et d'autre part, de surface (e.g., spécularité) peuvent marginalement influencer la brillance apparente et modifier la pente de la courbe de phase, notamment aux grands angles.

En dépit de ces limitations, les variations photométriques détectées depuis l'orbite reflètent néanmoins des changements de l'état physique des surfaces géologiques observées. Ces variations, en particulier en ce qui concerne les sols, sont en accord général avec les mesures réalisées in situ. Le comportement photométrique est généralement non lambertien, notamment pour les surfaces sombres, avec une contribution relative variable de la diffusion vers l'avant et de la rétrodiffusion. Les résultats montrent les mêmes tendances que celles obtenues *in-situ* avec cependant moins de variabilité, indice que la photométrie orbitale à faible résolution (échelle kilométrique à hectométrique), tout en donnant accès à une cartographie régionale, moyenne en quelque sorte les états de surface, vis-à-vis d'une surface hétérogène à l'échelle locale telle que vue par le Rover.

Cette thèse a permis de mettre en avant, le rôle prédominant des sols et dépôts de poussière dans la réponse spectrophotométrique, en domaine visible, de la surface martienne et plus largement d'une surface planétaire et montre la nécessité de prendre en compte cette réponse dans l'interprétation des observations spectrales. Les résultats produits via l'utilisation de la formulation de Hapke concernant la description et la diversité des propriétés photométriques à travers le cratère Gusev prennent d'autant plus de sens d'un point de vue interprétatif qu'ils bénéficient du contexte imageant de l'observation HRSC. **Ceci constitue le premier exemple en photométrie planétaire où il est possible de faire le lien entre des comportements photométriques présentant des variations spatiales et des unités géomorphologiques qui dans le cas de Gusev apparaissent directement influencées par l'activité éolienne.**

Les plus fortes modifications détectées sont associées à des unités sombres appelées *wind streaks*, ces surfaces présentant vis-à-vis de l'environnement général du plancher du cratère, à la fois l'albédo de diffusion simple le plus faible, le comportement relativement le plus rétrodiffusif, la plus forte rugosité de surface, et des états de surface granulaire plus ou moins tassés ou compactés comme indiqué par les variations notées des paramètres liés à l'effet d'opposition. Ceci semble bien corroborer le fait que, dans le cas d'un milieu granulaire compact tel que le régolite planétaire, l'information déduite à partir du formalisme de Hapke n'est pas directement liée aux propriétés optiques intrinsèques des particules constitutives du milieu étudié, mais fournit plutôt une information complexe caractérisant l'organisation physique de la surface étudiée (rugosité microscopique et mésoéchelle, compaction, distribution de taille,...). La convergence notée entre ces résultats, établis par la démarche exploratoire utilisant l'information photométrique fournie avec la caméra HRSC, et des études antérieures indépendantes s'appuyant d'une part, sur des données orbitales telles que la mesure de l'inertie thermique ou la spectroscopie de

réflectance, et d'autre part, sur l'imagerie microscopique *in situ* (instrument MI) et sur les observations photométriques acquises au sol par la caméra PANCAM du rover Spirit, renforce la robustesse de l'interprétation proposée. Cette interprétation est en accord avec les analyses de spectroscopie *in situ* et orbitales, qui montrent que les zones sombres dans Gusev, apparemment décapées par l'effet cumulé des *dust devils*, présentent des caractéristiques spectrales indiquant la présence d'olivine et de pyroxènes, cohérentes avec des sables basaltiques alors que les terrains brillants présentent des spectres quasi plats avec des bandes d'absorption faibles, révélant la présence de poussières et sols riches en oxydes de fer sous la forme de particules nanophase. L'épaisseur de cette couche de poussières ne masque cependant pas le signal THEMIS d'inertie thermique forte vue par endroits et suggère que la couche est de l'ordre du centimètre.

Ceci incite aussi à explorer de manière beaucoup plus approfondie les interactions existant entre les roches, les sols et l'altération de la pellicule de surface induite par l'activité éolienne, la variabilité photométrique observée pouvant être causée par des processus physiques superficiels tels que l'érosion, le transport, le dépôt et/ ou des processus géochimiques d'altération et de diagénèse se produisant à la surface et dans la subsurface immédiate de Mars, l'ensemble de ces processus résultant de l'interaction de la surface avec la circulation atmosphérique et / ou la cryosphère / hydrosphère ancienne de Mars.

Un corollaire de ces résultats est que la détection des modifications réelles de la surface martienne par des observations optiques doit être conduite de façon plus quantitative que le simple examen qualitatif des variations de brillance et de contraste d'albédo. Une stratégie systématique, plus élaborée et plus robuste, se doit de s'appuyer sur les observations multi-angulaires HRSC répétées au cours du temps sous des conditions géométriques et d'éclairement proches, afin de pouvoir véritablement séparer les modifications réelles de la surface des changements optiques causés par le comportement photométrique du régolite et/ ou de l'atmosphère.

Dans le futur, l'exploration planétaire devra généraliser l'utilisation de l'observation multi-angulaire pour étudier les régolites planétaires, notamment dans le cas des corps sans atmosphère (Lune, Mercure, petits corps, satellites glacés,...). Les capteurs à venir devront cependant être conçus pour couvrir le plus large domaine de phase possible.

Annexes

Site et référence d'intérêt

• Planétologie :

<http://planetary.org/home/>

<http://www.unmannedspaceflight.com/>

• Site sur Mars très complet :

<http://fr.wikipedia.org/wiki/Cat%C3%A9gorie:Mars>

<http://www.nirgal.net/main.html>

<http://www.marsgeo.com/>

• Image MER :

<http://www.awalkonmars.com/>

<http://www.physics.usyd.edu.au/%7Ejcanvin/mer/>

<http://astrosurf.com/merimages/>

http://marswatch.astro.cornell.edu/pancam_instrument/

• Camera HRSC :

http://www.esa.int/SPECIALS/Mars_Express/

<http://hrscview.fu-berlin.de/>

<http://www.dlr.de/en/desktopdefault.aspx> <http://www.geoinf.fu-berlin.de/eng/index.php> <http://berlinadmin.dlr.de/Missions/express/indexeng.shtml>

• Images orbitale haute résolution :

MOC

<http://ida.wr.usgs.gov/graphical.htm>

HiRISE

<http://hirise.lpl.arizona.edu/>

THEMIS

<http://themis.asu.edu/>

• Données MOLA :

Topographie [Smith et al., 2001a]

Rugosité [Neumann et al., 2003]

• Données TES :

Inertie thermique [Putzig et al., 2005]

Albédo bolométrique [Christensen et al., 2001].

• Cartes géologiques

<http://astrogeology.usgs.gov/DataAndInformation/ImagesAndMaps/>

• Regroupement en quadrant

<http://jmars.asu.edu/data/>

<http://webgis.wr.usgs.gov/website/mars%5Fhtml/viewer.htm>

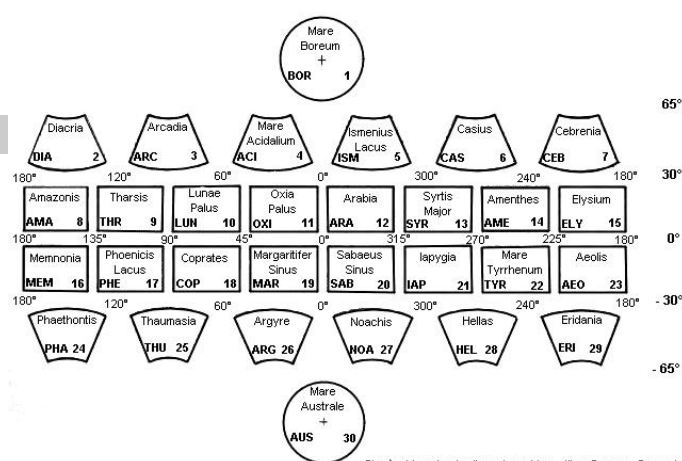


Fig. 1. Découpage pratique : Certaines images étant volumineuses, la subdivision en secteurs permet une manipulation et un repérage plus aisés.

Mission	adresse internet http://hirise.lpl.arizona.edu/	Date	Résolution (cm/pixel)	local time
• Pathfinder :	PSP_001890_1995 PSP_002391_1995	12 December 2006 1 January 2007	28.5 29.8	3 :35 PM 3 :31 PM
• VikingLander1 :	PSP_001521_2025 PSP_001719_2025	11 November 2006 12 december 2006	30.3 28.8	3 :20 PM 3 :27 PM
• VikingLander2 :	PSP_001501_2280 PSP_001976_2280 PSP_002055_2280	11 November 2006 12 December 2006 1 January 2007	31.0 30.5 33.0	3 :14 PM 3 :26 PM 3 :15 PM
• Spirit :	PSP_001513_1655 PSP_001777_1650 PSP_003689_1650 PSP_003834_1650 PSP_003900_1650 PSP_004256_1650 PSP_005456_1650	11 November 2006 12 December 2006 10 May 2007 22 May 2007 27 May 2007 24 June 2007 25 September 2007	27.1 26.3 26.4 28.3 26.4 26.6 27.0	3 :29 PM 3 :39 PM 3 :26 PM 3 :14 PM 3 :18 PM 2 :57 PM 2 :19 PM
• Opportunity :	TRA_000873_1780 PSP_001414_1780 PSP_001612_1780 PSP_004289_1780	03 October 2006 11 November 2006 11 November 2006 26 June 2007	26.9 27.8 26.8 27.3	3 :27 PM 3 :26 PM 3 :33 PM 2 :58 PM

Tab. 1. Image HiRISE des sites d'atterrissages

Angle solide Ω

L'angle solide élémentaire $d\omega$ est la portion d'espace délimitée par la surface qu'engendre une demi-droite s'appuyant sur un sommet O et une courbe fermée de surface dS , de normale \vec{n} et de centre A située à une distance r : il mesure la grandeur apparente sous laquelle un objet apparaît à un observateur.

$$d\Omega \doteq \frac{\cos \theta dS}{r^2} \quad \text{avec} \quad \cos \theta \doteq \frac{\vec{n} \cdot \overrightarrow{OA}}{r}$$

L'angle θ sous lequel se présente l'objet est souvent appelé 'Angle d'obliquité' et le terme $\cos \theta dS$: "surface apparente". Si l'angle d'obliquité est nul, l'objet est 'vu de front'. Tout comme l'angle classique, l'angle solide est adimensionnel. Cependant le symbole stéradian (sr) du Grec stereos qui signifie 'solide' est parfois utilisé ($1sr = 1rad^2$).

Par la suite des angles solides particuliers vont nous être utiles :

Elément de surface	Symbole	Formule
Disque dont le rayon angulaire (ou apparent) (demi-angle au sommet du cône) α est petit	Ω_{disque}	$\pi \alpha^2$
Élément de surface dans un repère sphérique (r, θ, ϕ) sur une sphère de rayon unité	$\Omega_{élémentaire}$	$\sin \theta d\phi d\theta$
Anneau de rayon θ	Ω_{anneau}	$\int_{\phi=0}^{2\pi} \sin \theta d\phi d\theta$
Cône de révolution de demi-angle au sommet fini θ_M	$\Omega_{cône}(\theta_M)$	$2\pi \int_{\theta=0}^{\theta_M} \sin \theta d\theta$ $2\pi(1 - \cos \theta_M)$
Demi-espace ($\theta_M = \pi/2$)	$\Omega_{hémisphère}$	2π
Sphère vue d'un point situé à l'intérieur Une sphère possède une surface de $4\pi R^2$ Il dénote l'intégration dans toute les directions de l'espace.	$\Omega_{sphère}$	4π

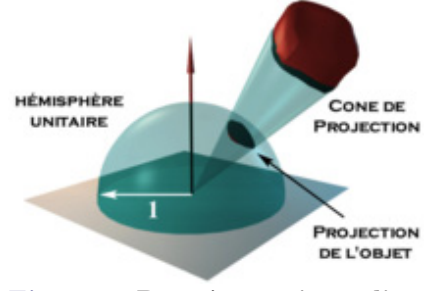


Fig. 2. Représentation d'un angle solide [Claustres, 1999-2000]

Etendue Géométrique G

Définition très pratique, elle va nous permettre une condensation de toutes les grandeurs photométriques. L'étendue géométrique infinitésimale se définit ainsi :

$$\begin{aligned} d^2G &\doteq \frac{dA_i \cos \theta_i dA_e \cos \theta_e}{d^2} \\ &= dA_e \cos \theta_e d\Omega_e \\ &= dA_i \cos \theta_i d\Omega_i \end{aligned}$$

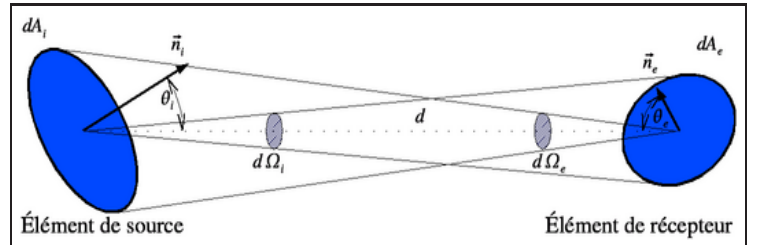


Fig. 3. Etendue géométrique d'un faisceau de lumière

L'avantage de cette définition est la prise en compte à la fois de la surface apparente de la source et de l'objet éclairé. Un cas fréquent en optique est celui où les 2 diaphragmes sont coaxiaux et où l'un d'eux, d'aire A_S voit l'autre, circulaire, sous un rayon angulaire α_M . L'étendue géométrique d'une telle configuration est : $G = \pi A_s \sin^2 \alpha_M$

Section efficace

Une section efficace est une surface quantifiant l'effet d'une perturbation sur un objet. C'est aussi une probabilité d'interaction multipliée par la surface de l'objet projeté perpendiculairement sur la source. Elle peut être vue intuitivement par exemple par la surface d'ombre créée par un objet. Dans l'image **Fig. 4**, la source est à l'infini entraînant une ombre de même taille que sa projection : la section efficace sera égale à la surface projetée de l'objet, si l'objet était à mi-distance entre la source et l'écran, l'ombre serait 4 fois plus grosse. La section efficace ou perturbation engendré par l'objet serait 4 fois plus importante.

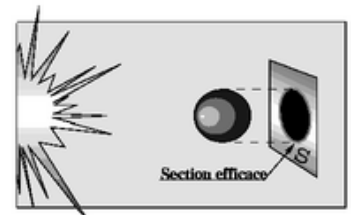


Fig. 4. Représentation d'une section efficace

Elements orbitaux

Suivant les lois de Kepler, une orbite à 2 corps est définie par une conique. Il s'agit d'une parabole ou hyperbole si l'objet échappe au corps parent d'une ellipse ou d'un cercle si la vitesse d'échappement n'est pas suffisante. Dans le cas d'une orbite elliptique, sa forme est définie par son demi grand axe a et son excentricité e . Son demi petit axe b se retrouve à partir la formule : $e \equiv a/b$. Elle peut aussi se définir avec la donnée d'un périastre q et d'un apoastre d qui sont respectivement la distance minimum et maximum entre les 2 corps. Le périastre et l'apoastre s'appellent Périarée et Apoarée pour un satellite de Mars(Ares), Périhélie et Aphélie pour un satellite du Soleil.

Ils se définissent ainsi : $q \equiv a(1 - e)$ $d \equiv a(1 + e)$

Orientation de l'orbite

Pour définir plus avant une orbite, nous avons besoin d'une base pour nous orienter, cette base diffère selon le corps parent. Pour un satellite autour du Soleil, c'est l'orbite que parcourt la Terre qui est utilisée comme référence, le plan de l'écliptique. (du mot eclipse puisque c'est dans ce plan que ces derniers se produisent). Pour un satellite autour de Mars, se sera le plan de l'équateur martien.

Un second point est nécessaire : le point vernal qui est la direction dans laquelle est l'axe Terre-Soleil lors de l'équinoxe de printemps. C'est un des deux moment où l'équateur céleste coupe l'écliptique. Comme tout référentiel dans l'univers, le point vernal évolue au cours du temps, notamment par le phénomène de précession et de nutation.

Enfin nous avons besoin de définir un demi-espace nord et sud pour le plan de l'écliptique. Le demi-espace contenant le pôle nord céleste sera défini comme le demi-espace nord, tout corps se dirigeant dans ce sens sera dit ascendant. Pour un satellite autour de Mars, le sens nord est défini par le sens direct de Mars sur elle même, donc aussi dans le sens du pôle Nord Martien.

Une fois ce plan, cette direction et ce sens choisis, nous pouvons décrire complètement l'orientation de l'orbite en fonction de 3 angles :

- **L'inclinaison i** : angle maximal de séparation entre le plan de l'orbite et le plan de référence.
- **La longitude du noeud ascendant Ω** : il s'agit de l'angle entre la direction du point vernal et la ligne des noeuds ascendante, dans le plan de l'écliptique.
- **L'argument du périhélie ω** : il s'agit de l'angle formé par le noeud ascendant et la direction du périastre, dans le plan orbital.

Un seul paramètre supplémentaire est alors nécessaire pour indiquer la position du satellite sur l'orbite, c'est l'anomalie vraie T qui est l'angle entre le périastre, le corps parent et le satellite.

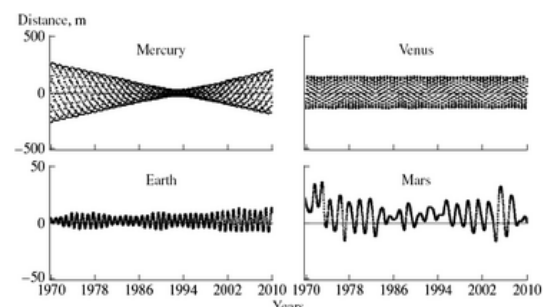


Fig. 5. Précision sur la position des planètes aujourd'hui atteinte. Différence de distance héliocentrique entre les modèles EPM2004 et DE410 [Pitjeva, 2005].

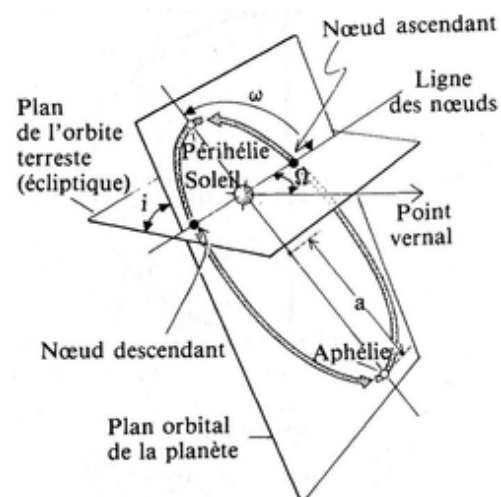
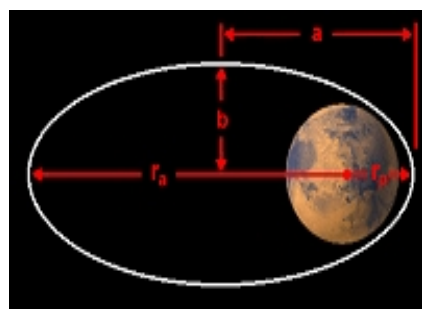
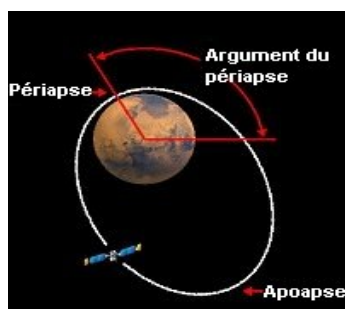


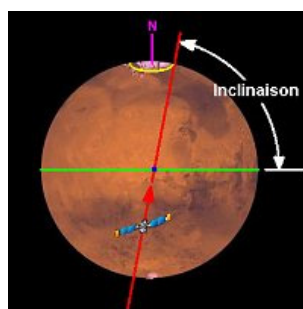
Fig. 6. Elements Orbitaux



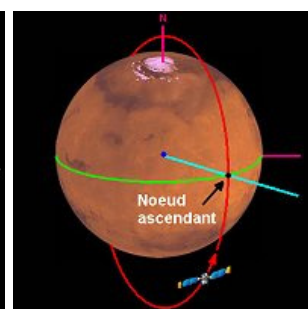
7.a Petit et grand demi axe



7.b Périastre et Apoastre



7.c Inclinaison

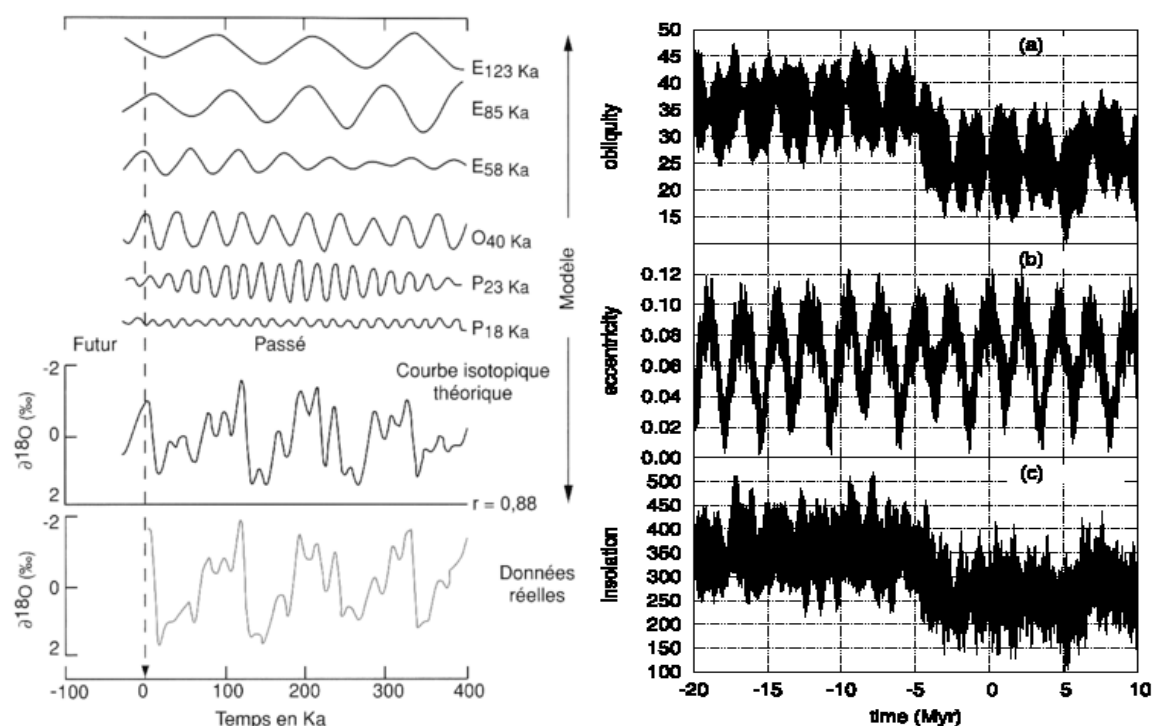


7.d Noeud Ascendant

Fig. 7. Paramètres orbitaux

Evolution des orbites

Comme sur Terre, le phénomène de précession se produit également sur Mars, mais sur une période de 175 000 années terriennes (26 000 ans sur Terre). De même, le point du périhélie martien varie légèrement et l'année anomalistique de Mars diffère de son année sidérale. La période du cycle est de 51 000 années terriennes sur Mars (21 000 sur Terre). La période de rotation de Mars diminue au fil du temps, mais ce ralentissement est principalement provoqué par le Soleil, Phobos étant trop petit pour avoir un effet gravitationnel notable.



8.a Cas terrestre [Pomerol et al., 2005]

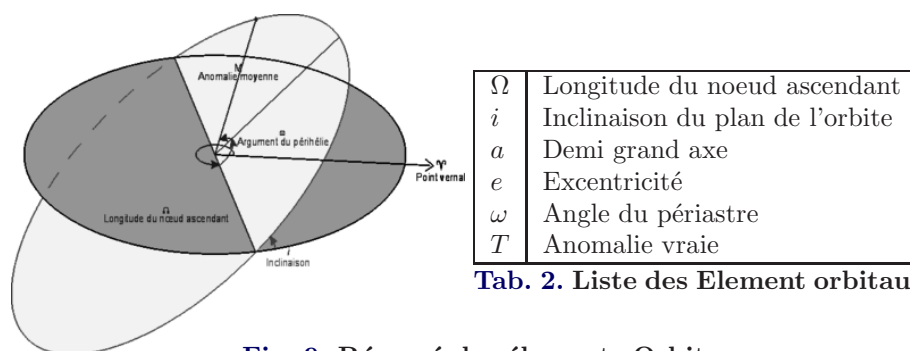
8.b Cas martien [Laskar et al., 2004]

Fig. 8. Concurrence des éléments orbitaux sur l'ensoleillement et le climat

(a) Cas terrestre : décelable par mesures d'isotopes, le climat récent est concordant avec les cycles de précession (P) et d'excentricité (E).

(b) Cas martien : Evolution à long terme de l'insolation (W.m^{-2}) en fonction des paramètres orbitaux. Modèle La2004

Mars subit des cycles de Milankovic, provoquant une variation de l'inclinaison de son axe et de l'excentricité de son orbite sur de grandes périodes de temps, avec des effets à long terme sur son climat. Les variations de l'axe de Mars sont plus fortes que celles de la Terre à cause de l'absence d'un satellite massif et se déroulent sur une période de 124 000 ans (41 000 ans sur Terre).



Tab. 2. Liste des Element orbitaux

Fig. 9. Résumé des éléments Orbitaux

Construction et comparaison des MNT

La détermination du relief nécessite au moins 1 image (Photoclinométrie ou 'shape from shading') ou une mesure d'une durée dans le cas d'une mesure radar [Kirk et al., 2002, Kirk et al.]. La méthode de photoclinométrie suppose que tous les terrains ont le même comportement photométrique, [McEwen, 1991, Baratoux et al., 2001]. Elle est adaptée lorsque le Soleil est à mi-hauteur et produit de grandes fluctuations d'intensité avec les pentes. La qualité est cependant difficilement quantifiable à cause de nombreuses hypothèses restrictives.

La combinaison de 2 images prises de deux endroits différents permet d'obtenir un relief plus précis. La méthode consiste à retrouver un même endroit sur 2 images et de mesurer leur décalage, qui dépend de l'altitude. Les 2 images n'ont pas besoin d'être acquises simultanément, mais une acquisition proche comme c'est le cas en photométrie, permet de s'affranchir de nombreux biais comme l'atmosphère, une différence d'éclairage ou encore l'évolution de surface. On utilise parfois plus de 2 images, pour en améliorer la qualité. La caméra HRSC utilise ainsi souvent les capteurs photométriques en plus des capteurs stéréo pour générer un MNT plus précis. La qualité dépend de l'écartement entre les acquisitions et de l'ordre de grandeur de la résolution spatiale. Un contraste à haute fréquence est important pour que les pixels soient facilement associés d'une image à l'autre.

La méthode radar est la plus précise verticalement, mais la moins précise spatialement. La résolution spatiale est dépendante de la densité de passage du satellite et de la largeur du faisceau de l'impulsion radar. La résolution verticale dépend du jeu de fréquences utilisées et de la connaissance de la distance radiale entre Mars et le satellite [McCollom and Jakosky, 1993] [Smith et al., 2001a], aujourd'hui connue au mètre près.

Mission(Instrument)	Résolution(H/V)	Couverture	Méthode	Référence
Viking	1km/200m	Globale	Stereo/Photo.	[Wu et al., 1982] [Baratoux et al., 2001]
MGS (MOLA)	400m/ \approx 20cm	Globale	RADAR	[Smith et al., 2001a]
MGS (MOC-WA)	225m/100m	Globale	Stereo	
MGS (MOC-NA)	1m	Zone précise	Photoclinométrie	[Kirk et al., 2003]
MEx (HRSC)	100m/20m	Globale	Stereo	[Schmidt et al., 2005] [Gwinner et al., 2007]
MO (THEMIS)	100m	Zone précise	Photoclinométrie	[Kirk et al., 2005]
MRO (HIRISE)	30cm/30cm	Zone précise	Photoclinométrie	[Kirk et al., 2007]
MER (MI)	100 μ m	cible	Stereo/Photo.	[Kirk et al.]

Tab. 3. Historique des modèle numérique de terrain (MNT). (H/V) Horizontale/Verticale

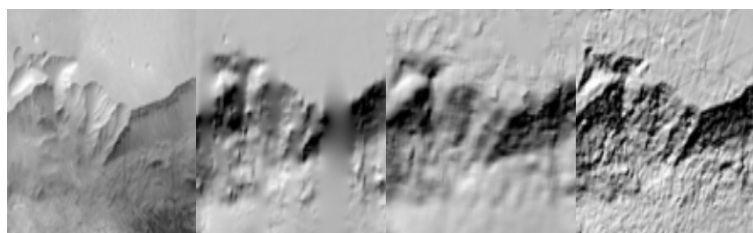


Fig. 10. Comparaison de MNT : Remparts de Candor Chasma [Kirk et al., 2006]. De Gauche à droite : Image HRSC, relief ombré MOLA, HRSC et HRSC amélioré.

Sur le tableau **Tab. 3**, Les instruments utilisant occasionnellement la méthode stéréoscopique ne sont pas considérés avoir cette capacité puisque cette dernière est toujours possible. La précision du relief obtenu dépend aussi pour une large part d'une grande dynamique instrumentale et d'un faible rapport signal sur bruit. Les images large champ sont considérées ici comme stéréoscopiques, car il est courant pour ces dernières d'avoir plusieurs images du même endroit [Wu et al., 1982, Li et al., 2002, Schmidt et al., 2005].

Ces méthodes sont complémentaires et peuvent donc s'améliorer entre elles [Albertz et al., 2005, Gwinner et al., 2007]. Notamment les données MOLA servent souvent de système de référence sur lequel se calquent les images à plus haute résolution.

Travaux associés à cette thèse

Publications :

Baratoux, D., N. Mangold, F. Forget, A. Cord, P.C. Pinet, Y. Daydou, A. Jehl, R. Greeley, P. Masson, G. Neukum, and the HRSC Co-I team, The role of the wind-transported dust in slope streaks activity : evidence from the HRSC data, *Icarus*, 183, 30-45, 2006.

A. Jehl, P. Pinet, D. Baratoux, Y. Daydou, S. Chevrel, F. Heuripeau, N. Manaud, A. Cord, C. Rosenberg, G. Neukum, K. Gwinner, F. Scholten, H. Hoffma3, T. Roatsch and the HRSC team, Gusev photometric variability as seen from the orbit by HRSC/mars-express, soumis à *Icarus*, Janvier 2008.

Communications et Actes de congrès :

Jehl, A., P. Pinet, D. Baratoux, Y. Daydou, S. Chevrel, and H. team, Orbital imaging photometry and surface geologic processes at Mars, in Réunion des Sciences de la Terre, Strasbourg, 2004.

Jehl, P. C. Pinet, A. Cord, Y.D. Daydou, S.D. Chevrel, D. Baratoux, G. Neukum, and The Mars Express HRSC Co-Investigator Team (2006), Determination des propriétés optiques de la surface martienne à partir des données photométriques HRSC/ MEX : cas du cratère de Gusev, Colloque National du Programme National de Planétologie (PNP), Nancy.

D. Baratoux , N.Mangold, F. Forget, A. Cord, P.Pinnet, Y. Daydou, A. Jehl et P. Masson (2006), Contribution à la compréhension des phénomènes de transport de la poussière martienne : le cas des slope streaks. Colloque National du Programme National de Planétologie (PNP), Nancy.

Baratoux, D., N. Mangold, P. Pinet, F. Forget, P. Masson, S. Chevrel, Y. Daydou, A. Jehl, R. Greeley, G. Neukum, and HRSC Co.-I. Team, The contribution of HRSC data to the determination of the slope streaks formation mechanism, in EGU, Vienna, 2005.

Jehl, A., P.C. Pinet, A. Cord, D. Y.D., D. Baratoux, S.C. Chevrel, R. Greeley, D.A. Williams, M.A. Kreslavsky, J. Raitala, G. Neukum, and M.E.HRSC.Co-I. Team., Diversity of the Martian Surface Photometric Properties., in EGU, Vienna, 2005.

Pinet, P.C., A. Cord, A. Jehl, Y.D. Daydou, S.C. Chevrel, D. Baratoux, R. Greeley, D.A. Williams, H. Hoffmann, T. Roatsch, K. Gwinner, F. Scholten, R. Jaumann, G. Neukum, J.F. Bell, R.E. Arvidson, S.W. Squyres, Mars-Express HRSC Co-I. Team, and MER Athena Science Team., Orbital Imaging Photometry and Surface Geologic Processes within Gusev, in EGU, Vienna, 2005.

Pinet , P.C., A. Jehl, et al., the Mars Express HRSC Co-Investigator Team and the MER Science Team (2006), Mars Express / Hrsc Imaging Photometry And Mer Spirit / Pancam In Situ Spectrophotometry Within Gusev, LPSC 37th, Houston, # 1220.

Jehl, A., P. C. Pinet et al. (2006), Improved Surface Photometric Mapping Across Gusev and Apollinaris From An Hrsc/ Mars Express Integrated Multi-Orbit Dataset : Implication On Hapke Parameters Determination, LPSC 37th, Houston, # 1219.

Kaydash, V.G., P. C. Pinet, D. Baratoux, S. Besse, A. Jehl, S. Chevrel (2006). Lunar Photometry From Clementine Multiangular Data : Analysis Of Hapke Parameters Estimate and Implication for Upcoming Smart-1 Spot-Pointing Data. LPSC 37th, Houston, # 1692.

Bibliographie

- M. Abe, Y. Takagi, K. Kitazato, S. Abe, T. Hiroi, F. Vilas, B. E. Clark, P. A. Abell, S. M. Lederer, K. S. Jarvis, T. Nimura, Y. Ueda, and A. Fujiwara. Near-Infrared Spectral Results of Asteroid Itokawa from the Hayabusa Spacecraft. *Science*, 312 :1334–1338, June 2006.
- M. H. Acuña, J. E. P. Connerney, P. Wasilewski, R. P. Lin, K. A. Anderson, C. W. Carlson, J. McFadden, D. W. Curtis, H. Réme, A. Cros, J. L. Médale, J. A. Sauvaud, C. d’Uston, S. J. Bauer, P. Cloutier, M. Mayhew, and N. F. Ness. Mars Observer Magnetic Fields Investigation. *Journal of Geophysical Research*, 97 :7799–7814, May 1992.
- M. H. Acuña, J. E. P. Connerney, P. Wasilewski, R. P. Lin, D. Mitchell, K. A. Anderson, C. W. Carlson, J. McFadden, H. Réme, C. Mazelle, D. Vignes, S. J. Bauer, P. Cloutier, and N. F. Ness. Magnetic field of Mars : Summary of results from the aerobraking and mapping orbits. *Journal of Geophysical Research*, 106 : 23403–23418, Oct. 2001.
- A. L. Albee, R. E. Arvidson, F. Palluconi, and T. Thorpe. Overview of the Mars Global Surveyor mission. *Journal of Geophysical Research*, 106 :23291–23316, Oct. 2001.
- J. Albertz, M. Attwenger, J. Barrett, S. Casley, P. Dorninger, E. Dorrer, H. Ebner, s. Gehrke, B. Giese, K. Guinner, C. Heipke, E. Howington-Krauss, R. Kirk, H. Lehmann, H. Mayer, J.P. Muller, J. Oberst, A. Osrovskiy, J. Renter, S. Reznik, R. Schmidt, F. Scholten, M. Spiegel, U. Stilla, M. Walisch, G. Neukum, , and the HRSC CoI-Team. Hrsc on mars express-photogrammetric and cartographic research. *Photogrammetric Engineering Remote Sensing*, 10, October 2005.
- D. A. Alexander, R. G. Deen, P. M. Andres, P. Zamani, H. B. Mortensen, A. C. Chen, M. K. Cayan, J. R. Hall, V. S. Klochko, O. Pariser, C. L. Stanley, C. K. Thompson, and G. M. Yagi. Processing of Mars Exploration Rover imagery for science and operations planning. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :2–+, Feb. 2006.
- R. Arvidson, J. Gooding, and H. Moore. The martian surface as imaged, sampled, and analyzed by the viking landers. *Rev. Geophys.*, 27, 1989.
- R. E. Arvidson, K. Deal, B. M. Hynek, F. P. Seelos, IV, N. O. Snider, M. T. Mellon, and J. B. Garvin. Thermal Inertia, Albedo, and MOLA-derived Roughness for Terrains in the Terra Meridiani Area, Mars. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 33 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1748–+, Mar. 2002.
- R. E. Arvidson, E. A. Guinness, H. J. Moore, J. Tillman, and S. D. Wall. Three Mars years - Viking Lander 1 imaging observations. *Science*, 222 :463–468, Nov. 1983.
- R. E. Arvidson, F. Poulet, R. V. Morris, J.-P. Bibring, J. F. Bell, S. W. Squyres, P. R. Christensen, G. Bellucci, B. Gondet, B. L. Ehlmann, W. H. Farrand, R. L. Fergason, M. Golombek, J. L. Griffes, J. Grotzinger, E. A. Guinness, K. E. Herkenhoff, J. R. Johnson, G. Klingelhöfer, Y. Langevin, D. Ming, K. Seelos, R. J. Sullivan, J. G. Ward, S. M. Wiseman, and M. Wolff. Nature and origin of the hematite-bearing plains of Terra Meridiani based on analyses of orbital and Mars Exploration rover data sets. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :12–+, Nov. 2006a.
- R. E. Arvidson, S. W. Squyres, R. C. Anderson, J. F. Bell, D. Blaney, J. Brückner, N. A. Cabrol, W. M. Calvin, M. H. Carr, P. R. Christensen, B. C. Clark, L. Crumpler, D. J. Des Marais, P. A. de Souza, C. d’Uston, T. Economou, J. Farmer, W. H. Farrand, W. Folkner, M. Golombek, S. Gorevan, J. A. Grant, R. Greeley, J. Grotzinger, E. Guinness, B. C. Hahn, L. Haskin, K. E. Herkenhoff, J. A. Hurowitz, S. Hviid, J. R. Johnson, G. Klingelhöfer, A. H. Knoll, G. Landis, C. Leff, M. Lemmon, R. Li, M. B. Madsen, M. C. Malin, S. M. McLennan, H. Y. McSween, D. W. Ming, J. Moersch, R. V. Morris, T. Parker, J. W. Rice, L. Richter, R. Rieder, D. S. Rodionov, C. Schröder, M. Sims, M. Smith, P. Smith, L. A. Soderblom, R. Sullivan, S. D. Thompson, N. J. Tosca, A. Wang, H. Wänke, J. Ward, T. Wdowiak, M. Wolff, and A. Yen. Overview of the Spirit Mars Exploration Rover Mission to Gusev Crater : Landing site to Backstay Rock in the Columbia Hills. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :2–+, Jan. 2006b.
- G. D. Badhwar. Martian Radiation Environment Experiment (MARIE). *Space Science Reviews*, 110 :131–142, Jan. 2004.
- J. L. Bandfield and C. S. Edwards. Derivation of martian surface slope characteristics from directional thermal infrared radiometry. *Icarus*, 193 :139–157, Jan. 2008.
- S. Barabash and R. Lundin. ASPERA-3 on Mars Express. *Icarus*, 182 :301–307, June 2006.

- S. Barabash, R. Lundin, H. Andersson, J. Gimholt, M. Holmström, O. Norberg, M. Yamauchi, K. Asamura, A. J. Coates, D. R. Linder, D. O. Kataria, C. C. Curtis, K. C. Hsieh, B. R. Sandel, A. Fedorov, A. Grigoriev, E. Budnik, M. Grande, M. Carter, D. H. Reading, H. Koskinen, E. Kallio, P. Riihela, T. Säles, J. Kozyra, N. Krupp, S. Livi, J. Woch, J. Luhmann, S. McKenna-Lawlor, S. Orsini, R. Cerulli-Irelli, M. Maggi, A. Morbidini, A. Mura, A. Milillo, E. Roelof, D. Williams, J.-A. Sauvaud, J.-J. Thocaven, T. Moreau, D. Winningham, R. Frahm, J. Scherrer, J. Sharber, P. Wurz, and P. Bochsler. *ASPERA-3 : analyser of space plasmas and energetic ions for Mars Express*, pages 121–139. ESA SP-1240 : Mars Express : the Scientific Payload, Aug. 2004.
- D. Baratoux, C. Delacourt, and P. Allemand. High-resolution digital elevation models derived from Viking Orbiter images : Method and comparison with Mars Orbiter Laser Altimeter data. *Journal of Geophysical Research*, 106 :32927–32942, Dec. 2001.
- D. Baratoux, N. Mangold, F. Forget, A. Cord, P. Pinet, Y. Daydou, A. Jehl, P. Masson, G. Neukum, and The HRSC Co-Investigator Team. The role of the wind-transported dust in slope streaks activity : Evidence from the HRSC data. *Icarus*, 183 :30–45, July 2006.
- P. Beckmann and A. Spizzichino. *The scattering of electromagnetic waves from rough surfaces*. Norwood, MA, Artech House, Inc., 1987, 511 p., 1987.
- J. Bell, M. Wolff, T. Daley, D. Crisp, P. James, S. Lee, J. Trauger, , and R. Evans. Near-infrared imaging of mars from hst : Surface reflectance, photometric properties, and implications for mola data. *Icarus*, 138, 1999.
- J. F. Bell, N. I. Izenberg, P. G. Lucey, B. E. Clark, C. Peterson, M. J. Gaffey, J. Joseph, B. Carcich, A. Harch, M. E. Bell, J. Warren, P. D. Martin, L. A. McFadden, D. Wellnitz, S. Murchie, M. Winter, J. Veverka, P. Thomas, M. S. Robinson, M. Malin, and A. Cheng. Near-IR Reflectance Spectroscopy of 433 Eros from the NIS Instrument on the NEAR Mission. I. Low Phase Angle Observations. *Icarus*, 155 :119–144, Jan. 2002.
- J. F. Bell, H. Y. McSween, J. A. Crisp, R. V. Morris, S. L. Murchie, N. T. Bridges, J. R. Johnson, D. T. Britt, M. P. Golombek, H. J. Moore, A. Ghosh, J. L. Bishop, R. C. Anderson, J. Brückner, T. Economou, J. P. Greenwood, H. P. Gunnlaugsson, R. M. Hargraves, S. Hviid, J. M. Knudsen, M. B. Madsen, R. Reid, R. Rieder, and L. Soderblom. Mineralogic and compositional properties of Martian soil and dust : Results from Mars Pathfinder. *Journal of Geophysical Research*, 105 :1721–1756, Jan. 2000.
- J. F. Bell, D. Savransky, and M. J. Wolff. Chromaticity of the Martian sky as observed by the Mars Exploration Rover Pancam instruments. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :12–+, Sept. 2006a.
- J. F. Bell, S. W. Squyres, R. E. Arvidson, H. M. Arneson, D. Bass, D. Blaney, N. Cabrol, W. Calvin, J. Farmer, W. H. Farrand, W. Goetz, M. Golombek, J. A. Grant, R. Greeley, E. Guinness, A. G. Hayes, M. Y. H. Hubbard, K. E. Herkenhoff, M. J. Johnson, J. R. Johnson, J. Joseph, K. M. Kinch, M. T. Lemmon, R. Li, M. B. Madsen, J. N. Maki, M. Malin, E. McCartney, S. McLennan, H. Y. McSween, D. W. Ming, J. E. Moersch, R. V. Morris, E. Z. Noe Dobrea, T. J. Parker, J. Proton, J. W. Rice, F. Seelos, J. Soderblom, L. A. Soderblom, J. N. Sohl-Dickstein, R. J. Sullivan, M. J. Wolff, and A. Wang. Pancam Multispectral Imaging Results from the Spirit Rover at Gusev Crater. *Science*, 305 :800–807, Aug. 2004a.
- J. F. Bell, S. W. Squyres, R. E. Arvidson, H. M. Arneson, D. Bass, W. Calvin, W. H. Farrand, W. Goetz, M. Golombek, R. Greeley, J. Grotzinger, E. Guinness, A. G. Hayes, M. Y. H. Hubbard, K. E. Herkenhoff, M. J. Johnson, J. R. Johnson, J. Joseph, K. M. Kinch, M. T. Lemmon, R. Li, M. B. Madsen, J. N. Maki, M. Malin, E. McCartney, S. McLennan, H. Y. McSween, D. W. Ming, R. V. Morris, E. Z. N. Dobrea, T. J. Parker, J. Proton, J. W. Rice, F. Seelos, J. M. Soderblom, L. A. Soderblom, J. N. Sohl-Dickstein, R. J. Sullivan, C. M. Weitz, and M. J. Wolff. Pancam Multispectral Imaging Results from the Opportunity Rover at Meridiani Planum. *Science*, 306 :1703–1709, Dec. 2004b.
- J. F. Bell, S. W. Squyres, K. E. Herkenhoff, J. N. Maki, H. M. Arneson, D. Brown, S. A. Collins, A. Dingizian, S. T. Elliot, E. C. Hagerott, A. G. Hayes, M. J. Johnson, J. R. Johnson, J. Joseph, K. Kinch, M. T. Lemmon, R. V. Morris, L. Scherr, M. Schwochert, M. K. Shepard, G. H. Smith, J. N. Sohl-Dickstein, R. J. Sullivan, W. T. Sullivan, and M. Wadsworth. Mars Exploration Rover Athena Panoramic Camera (Pancam) investigation. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108 :4–1, Nov. 2003.
- J. F. Bell, III, H. M. Arneson, E. C. Dean, W. H. Farrand, K. Herkenhoff, M. J. Johnson, J. R. Johnson, J. Joseph, K. M. Kinch, M. T. Lemmon, E. McCartney, J. Proton, D. Savransky, J. Soderblom, J. N. Sohl-Dickstein, R. J. Sullivan, M. J. Wolff, and Athena Science Team. A Martian Year of High Resolution Multispectral Imaging from the Pancam Instruments on the Mars Exploration Rovers Spirit and Opportunity. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 37 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1747–+, Mar. 2006b.

- J. F. Bell, III, K. C. Bender, M. Caplinger, L. L. Cherednik, P. R. Christensen, A. Dombovári, T. Glotch, V. E. Hamilton, A. B. Ivanov, T. McConnochie, A. McEwen, G. Mehall, M. Malin, C. Million, K. Murray, D. Savransky, J. R. Skok, M. J. Wolff, and Themis Science Team. High Spatial Resolution Visible Wavelength Orbital Multispectral Imaging of Mars from the Mars Odyssey THEMIS-VIS Instrument. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 37 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1653–+, Mar. 2006c.
- J. L. Benson, B. P. Bonev, P. B. James, K. J. Shan, B. A. Cantor, and M. A. Caplinger. The seasonal behavior of water ice clouds in the Tharsis and Valles Marineris regions of Mars : Mars Orbiter Camera Observations. *Icarus*, 165 :34–52, Sept. 2003.
- J.-L. Bertaux, D. Fonteyn, O. Korablev, E. Chassefere, E. Dimarellis, J. P. Dubois, A. Hauchecorne, F. Lefèvre, M. Cabane, P. Rannou, A. C. Levasseur-Regourd, G. Cernogora, E. Quemerais, C. Hermans, G. Kockarts, C. Lippens, M. de Maziere, D. Moreau, C. Muller, E. Neefs, P. C. Simon, F. Forget, F. Hourdin, O. Talagrand, V. I. Moroz, A. Rodin, B. Sandel, and A. Stern. *SPICAM : studying the global structure and composition of the Martian atmosphere*, pages 95–120. ESA SP-1240 : Mars Express : the Scientific Payload, Aug. 2004.
- J.-P. Bibring, Y. Langevin, A. Gendrin, B. Gondet, F. Poulet, M. Berthé, A. Soufflot, R. Arvidson, N. Mangold, J. Mustard, and P. Drossart. Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations. *Science*, 307 :1576–1581, Mar. 2005.
- J.-P. Bibring, A. Soufflot, M. Berthé, Y. Langevin, B. Gondet, P. Drossart, M. Bouyé, M. Combes, P. Puget, A. Semery, G. Bellucci, V. Formisano, V. Moroz, V. Kottsov, G. Bonello, S. Erard, O. Forni, A. Gendrin, N. Manaud, F. Poulet, G. Pouleau, T. Encrenaz, T. Fouchet, R. Melchiori, F. Altieri, N. Ignatiev, D. Titov, L. Zasova, A. Coradini, F. Capacionni, P. Cerroni, S. Fonti, N. Mangold, P. Pinet, B. Schmitt, C. Sotin, E. Hauber, H. Hoffmann, R. Jaumann, U. Keller, R. Arvidson, J. Mustard, and F. Forget. *OMEGA : Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité*, pages 37–49. ESA SP-1240 : Mars Express : the Scientific Payload, Aug. 2004.
- A. B. Binder, R. E. Arvidson, E. A. Guinness, K. L. Jones, T. A. Mutch, E. C. Morris, D. C. Pieri, and C. Sagan. The geology of the Viking Lander 1 site. *Journal of Geophysical Research*, 82 :4439–4451, Sept. 1977.
- N. Bonnefoy. *Chapitre I : Cadre physique et planetologique*. PhD thesis, Universite : Universite Joseph Fourier - Grenoble I, 2001.
- B. Bornstein, A. Fukunaga, A. Castano, J. Biesiadecki, R. Castano, S. Chien, R. Greeley, P. Whelley, L. Neakrase, and M. Lemmon. Onboard Science on the Mars Exploration Rovers : Cloud and Dust Devil Detection. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 2420–+, Mar. 2007.
- W. V. Boynton, W. C. Feldman, I. G. Mitrofanov, L. G. Evans, R. C. Reedy, S. W. Squyres, R. Starr, J. I. Trombka, C. D'Uston, J. R. Arnold, P. A. J. Englert, A. E. Metzger, H. Wänke, J. Brückner, D. M. Drake, C. Shinohara, C. Fellows, D. K. Hamara, K. Harshman, K. Kerry, C. Turner, M. Ward, H. Barthe, K. R. Fuller, S. A. Storms, G. W. Thornton, J. L. Longmire, M. L. Litvak, and A. K. Ton'chev. The Mars Odyssey Gamma-Ray Spectrometer Instrument Suite. *Space Science Reviews*, 110 :37–83, Jan. 2004.
- B. A. Bradley, S. E. H. Sakimoto, H. Frey, and J. R. Zimbelman. Medusae Fossae Formation : New perspectives from Mars Global Surveyor. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107 :2–1, Aug. 2002.
- T. U. Bucher. Directional effects (view angle, sun angle, flight direction) in multi-angular high-resolution image data : examples and conclusions from HRSC-A(X) flight campaigns. In *Remote Sensing for Environmental Monitoring, GIS Applications, and Geology III. Edited by Ehlers, Manfred ; Kaufmann, Hermann J. ; Michel, Ulrich. Proceedings of the SPIE, Volume 5239, pp. 234-243 (2004).*, 2004.
- N. A. Cabrol, E. A. Grin, K. Herkenhoff, L. Richter, and Athena Science Team. Soil Sedimentology, Textures and Dynamics at Gusev Crater from Spirit's Microscopic Imager. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 38 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1784–+, Mar. 2007.
- N. A. Cabrol, E. A. Grin, and W. H. Pollard. Possible frost mounds in an ancient martian lake bed. *Icarus*, 145, 2000.
- B. A. Cantor. MOC observations of the 2001 Mars planet-encircling dust storm. *Icarus*, 186 :60–96, Jan. 2007.
- B. A. Cantor, K. M. Kanak, and K. S. Edgett. Mars Orbiter Camera observations of Martian dust devils and their tracks (September 1997 to January 2006) and evaluation of theoretical vortex models. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111 :12002–+, Dec. 2006.
- M. Capderou and F. Forget. Optimal orbits for Mars atmosphere remote sensing. *"Planetary and Space Science"*, 52 :789–798, Aug. 2004.

- M. H. Carr. Mars Global Surveyor observations of Martian fretted terrain. *Journal of Geophysical Research*, 106 :23571–23594, Oct. 2001.
- A. F. Chicarro. Mars Express ? Scientific Overview After Three Years in Orbit. *AGU Fall Meeting Abstracts*, pages D1+, Dec. 2006.
- P. R. Christensen. The spatial distribution of rocks on Mars. *Icarus*, 68 :217–238, Nov. 1986.
- P. R. Christensen. Global albedo variations on Mars - Implications for active aeolian transport, deposition, and erosion. *Journal of Geophysical Research*, 93 :7611–7624, July 1988.
- P. R. Christensen, D. L. Anderson, S. C. Chase, R. N. Clark, H. H. Kieffer, M. C. Malin, J. C. Pearl, J. Carpenter, N. Bandiera, and F. G. Brown. Thermal emission spectrometer experiment - Mars Observer mission. *Journal of Geophysical Research*, 97 :7719–7734, May 1992.
- P. R. Christensen, J. L. Bandfield, R. N. Clark, K. S. Edgett, V. E. Hamilton, T. Hoefen, H. H. Kieffer, R. O. Kuzmin, M. D. Lane, M. C. Malin, R. V. Morris, J. C. Pearl, R. Pearson, T. L. Roush, S. W. Ruff, and M. D. Smith. Detection of crystalline hematite mineralization on Mars by the Thermal Emission Spectrometer : Evidence for near-surface water. *Journal of Geophysical Research*, 105 :9623–9642, Apr. 2000.
- P. R. Christensen, J. L. Bandfield, V. E. Hamilton, S. W. Ruff, H. H. Kieffer, T. N. Titus, M. C. Malin, R. V. Morris, M. D. Lane, R. L. Clark, B. M. Jakosky, M. T. Mellon, J. C. Pearl, B. J. Conrath, M. D. Smith, R. T. Clancy, R. O. Kuzmin, T. Roush, G. L. Mehall, N. Gorelick, K. Bender, K. Murray, S. Dason, E. Greene, S. Silverman, and M. Greenfield. Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment : Investigation description and surface science results. *Journal of Geophysical Research*, 106 :23823–23872, Oct. 2001.
- P. R. Christensen, B. M. Jakosky, H. H. Kieffer, M. C. Malin, H. Y. McSween, Jr., K. Nealson, G. L. Mehall, S. H. Silverman, S. Ferry, M. Caplinger, and M. Ravine. The Thermal Emission Imaging System (THEMIS) for the Mars 2001 Odyssey Mission. *Space Science Reviews*, 110 :85–130, Jan. 2004.
- P. R. Christensen, S. W. Ruff, R. Fergason, N. Gorelick, B. M. Jakosky, M. D. Lane, A. S. McEwen, H. Y. McSween, G. L. Mehall, K. Milam, J. E. Moersch, S. M. Pelkey, A. D. Rogers, and M. B. Wyatt. Mars Exploration Rover candidate landing sites as viewed by THEMIS. *Icarus*, 176 :12–43, July 2005.
- R. T. Clancy and S. W. Lee. A new look at dust and clouds in the Mars atmosphere - Analysis of emission-phase-function sequences from global Viking IRTM observations. *Icarus*, 93 :135–158, Sept. 1991.
- R. T. Clancy, S. W. Lee, G. R. Gladstone, W. W. McMillan, and T. Rousch. A new model for Mars atmospheric dust based upon analysis of ultraviolet through infrared observations from Mariner 9, Viking, and PHOBOS. *Journal of Geophysical Research*, 100 :5251–5263, Mar. 1995.
- R. T. Clancy, B. J. Sandor, M. J. Wolff, P. R. Christensen, M. D. Smith, J. C. Pearl, B. J. Conrath, and R. J. Wilson. An intercomparison of ground-based millimeter, MGS TES, and Viking atmospheric temperature measurements : Seasonal and interannual variability of temperatures and dust loading in the global Mars atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 105 :9553–9572, Apr. 2000.
- R. T. Clancy, M. J. Wolff, and P. R. Christensen. Mars aerosol studies with the MGS TES emission phase function observations : Optical depths, particle sizes, and ice cloud types versus latitude and solar longitude. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108 :2–1, Sept. 2003.
- R. T. Clancy, M. J. Wolff, B. A. Whitney, B. A. Cantor, and M. D. Smith. Mars equatorial mesospheric clouds : Global occurrence and physical properties from Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer and Mars Orbiter Camera limb observations. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :4004–+, Apr. 2007.
- B. E. Clark, J. Veverka, P. Helfenstein, P. C. Thomas, J. F. Bell, A. Harch, M. S. Robinson, S. L. Murchie, L. A. McFadden, and C. R. Chapman. NEAR Photometry of Asteroid 253 Mathilde. *Icarus*, 140 :53–65, July 1999.
- L. Claustres. *Modelisation de la fonction de distribution de la reflectance bidirectionnelle, Un etat de l art*, 1999-2000.
- S. M. Clifford. The role of the geothermal gradient in the emplacement and replenishment of ground ice on Mars. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 24 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 313–314, Mar. 1993.
- F. Codron. *Chapitre 2 : Transfert radiatif et bilan energetique global*, 2005-2006.

- M. Combes, C. Cara, P. Drossart, T. Encrenaz, E. Lellouch, J. Rosenqvist, J.-P. Bibring, S. Erard, B. Gondet, Y. Langevin, A. Soufflot, V. I. Moroz, A. V. Grygoriev, L. V. Ksanfomality, Y. V. Nikolsky, N. F. Sanko, D. V. Titov, O. Forni, P. Masson, and C. Sotin. Martian atmosphere studies from the ISM experiment. (*Colloquium on Phobos-Mars Mission, Paris, France, Oct. 23-27, 1989, Proceedings. A91-29558 11-91*) *Planetary and Space Science*, 39 :189–197, Feb. 1991.
- R. L. Cook and K. E. Torrance. A reflectance model for computer graphics. *ACM Trans. Graph.*, 1(1) :7–24, 1982. ISSN 0730-0301.
- A. Cord. *Etudes experimentales et theoriques de l heterogeneite optique et reflectance spectrale des surfaces planetaires solides* . PhD thesis, Universite Paul Sabatier,Toulouse, 2003.
- A. Cord, P. Pinet, Y. Daydou, and S. Chevrel. Planetary regolith surface analogs : optimized determination of hapke parameters using multi-angular spectro-imaging laboratory data. *Icarus*, 165, 2003.
- A. M. Cord, P. C. Pinet, Y. Daydou, and S. D. Chevrel. Experimental determination of the surface photometric contribution in the spectral reflectance deconvolution processes for a simulated martian crater-like regolithic target. *Icarus*, 175 :78–91, May 2005.
- W. R. Corliss. *The Viking mission to Mars*. Washington : Scientific and Technical Information Office, National Aeronautics and Space Administration : for sale by the Supt. of Docs., U.S. Govt. Print. Off., 1974., 1974.
- J. A. Crisp, M. Adler, J. R. Matijevic, S. W. Squyres, R. E. Arvidson, and D. M. Kass. Mars Exploration Rover mission. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108 :2–1, Oct. 2003.
- L. S. Crumpler, T. McCoy, M. Schmidt, and N. Cabrol. Physical Volcanology at Gusev Crater, Spirit Rover. *LPI Contributions*, 1353 :3385–+, July 2007.
- H. A. Dalton and P. R. Christensen. Investigation of the Extent of the Apollinaris Patera Ash Deposits : Implications for the Origin of the Columbia Hills. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, pages 2430–+, Mar. 2006.
- M. De Grenier. *Photometrie regional visible et proche infrarouge du disque martien par moyen telescopique : implication sur l'interpretation des donnees spectro-mineralogique de surface*. PhD thesis, Universite Paul Sabatier,Toulouse, 1994.
- M. de Grenier and P. C. Pinet. Near-opposition martian limb-darkening : Quantification and implication for visible-near-infrared bidirectional reflectance studies. *Icarus*, 115 :354–368, June 1995.
- G. De Vaucouleurs. A low-resolution photometric map of mars. *Icarus*, 7, 1967.
- D. L. Domingue, B. W. Hapke, G. W. Lockwood, and D. T. Thompson. Europa's phase curve - Implications for surface structure. *Icarus*, 90 :30–42, Mar. 1991.
- S. Douté and B. Schmitt. A multilayer bidirectional reflectance model for the analysis of planetary surface hyperspectral images at visible and near-infrared wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, 103 :31367–31390, Dec. 1998.
- P. Drossart, J. Rosenqvist, M. Combes, S. Erard, Y. Langevin, and J. P. Bibring. Martian aerosol properties from the Phobos/ISM experiment. *Annales Geophysicae*, 9 :754–760, Nov. 1991.
- H. Ebner, M. Spiegel, A. Baumgartner, B. Giese, G. Neukum, H. the HRSC Co-Investigator Team Ebner, M. Spiegel, A. Baumgartner, B. Giese, G. Neukum, and the HRSC Co-Investigator Team. Improving the exterior orientation of Mars Express HRSC imagery. Commission IV, WG IV/9.
- K. S. Edgett. Low-albedo surfaces and eolian sediment : Mars Orbiter Camera views of western Arabia Terra craters and wind streaks. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107 :5–1, June 2002.
- K. S. Edgett. The sedimentary rocks of Sinus Meridiani : Five key observations from data acquired by the Mars Global Surveyor and Mars Odyssey orbiters. *Mars*, 1 :5–58, Nov. 2005.
- K. S. Edgett and M. C. Malin. New views of Mars eolian activity, materials, and surface properties : Three vignettes from the Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera. *Journal of Geophysical Research*, 105 :1623–1650, Jan. 2000.
- S. Erard. A spectro-photometric model of Mars in the near-infrared. *Geophysical Research Letters*, 28 :1291–1294, Apr. 2001.

- F. Esposito, M. Giuranna, A. Maturilli, E. Palomba, L. Colangeli, and V. Formisano. Albedo and photometric study of Mars with the Planetary Fourier Spectrometer on-board the Mars Express mission. *Icarus*, 186 : 527–546, Feb. 2007.
- L. K. Fenton. Potential sand sources for the dune fields in Noachis Terra, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110(E9) :11004–+, Nov. 2005.
- L. K. Fenton, P. E. Geissler, and R. M. Haberle. Global warming and climate forcing by recent albedo changes on Mars. *Nature*, 446 :646–649, Apr. 2007.
- B. H. Foing, T. E. Zegers, M. van Kan, R. Pischel, P. Martin, R. Jaumann, E. Hauber, R. Greeley, H. Hoffmann, G. Neukum, and The HRSC Co-Investigator Team. Gusev Crater and Early Martian History : Clues from Mars-Express MGS Study. In S. Clifford, J. Farmer, R. Haberle, H. Newsom, and T. Parker, editors, *Second Conference on Early Mars : Geologic, Hydrologic, and Climatic Evolution and the Implications for Life*, pages 8070–+, Oct. 2004.
- F. Forget, F. Costard, and P. Lognonne. *La planete Mars Histoire d'un autre monde*. Pour la science : Diffusion Belin, 2003.
- V. Formisano, D. Grassi, R. Orfei, D. Biondi, E. Mencarelli, A. Mattana, F. Nespoli, A. Maturilli, M. Giuranna, M. Rossi, M. Maggi, P. Baldetti, G. Chionchio, B. Saggin, F. Angrilli, G. Bianchini, G. Piccioni, A. di Lellis, P. Cerroni, F. Capaccioni, M. T. Capria, A. Coradini, S. Fonti, V. Orofino, A. Blanco, L. Colangeli, E. Palomba, F. Esposito, D. Patsaev, V. Moroz, L. Zasova, N. Ignatiev, I. Khatuntsev, B. Moshkin, A. Ekonomov, A. Grigoriev, V. Nechaev, A. Kiselev, Y. Nikolsky, V. Gnedykh, D. Titov, P. Orleanski, and M. Rataj. *PFS : the Planetary Fourier Spectrometer for Mars Express*, pages 71–94. ESA SP-1240 : Mars Express : the Scientific Payload, Aug. 2004.
- T. Gánti, T. Pócs, S. Bérczi, Z. Ditroi-Pukas, K. Gal-Solymos, A. Horváth, M. Nagy, and I. Kubovics. Morphological Investigations of Martian Spherules, Comparisons to Collected Terrestrial Counterparts. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 36 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 2026–+, Mar. 2005.
- P. E. Geissler. *Spectrophotometric Mapping of Coprates Quadrangle, Mars*. PhD thesis, AA(The university of Arizona.), 1992.
- P. E. Geissler. Three decades of Martian surface changes. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110(E9) : 2001–+, Feb. 2005.
- M. P. Golombek, N. T. Bridges, H. J. Moore, S. L. Murchie, J. R. Murphy, T. J. Parker, R. Rieder, T. P. Rivellini, J. T. Schofield, A. Seiff, R. B. Singer, P. H. Smith, L. A. Soderblom, D. A. Spencer, C. R. Stoker, R. Sullivan, N. Thomas, S. W. Thurman, M. G. Tomasko, R. M. Vaughan, H. Wänke, A. W. Ward, and G. R. Wilson. Overview of the Mars Pathfinder Mission : Launch through landing, surface operations, data sets, and science results. *Journal of Geophysical Research*, 104 :8523–8554, Apr. 1999.
- M. P. Golombek, L. S. Crumpler, J. A. Grant, R. Greeley, N. A. Cabrol, T. J. Parker, J. W. Rice, J. G. Ward, R. E. Arvidson, J. E. Moersch, R. L. Fergason, P. R. Christensen, A. Castaño, R. Castaño, A. F. C. Haldemann, R. Li, J. F. Bell, and S. W. Squyres. Geology of the Gusev cratered plains from the Spirit rover transverse. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :2–+, Jan. 2006.
- M. P. Golombek, J. A. Grant, L. S. Crumpler, R. Greeley, R. E. Arvidson, J. F. Bell, C. M. Weitz, R. Sullivan, P. R. Christensen, L. A. Soderblom, and S. W. Squyres. Climate Change on Mars from Erosion Rates at the Mars Exploration Rover Landing Sites. *LPI Contributions*, 1353 :3034–+, July 2007.
- J. A. Grant, R. E. Arvidson, L. S. Crumpler, M. P. Golombek, B. Hahn, A. F. C. Haldemann, R. Li, L. A. Soderblom, S. W. Squyres, S. P. Wright, and W. A. Watters. Crater gradation in Gusev crater and Meridiani Planum, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111, Jan. 2006.
- R. Greeley, R. Arvidson, J. F. Bell, P. Christensen, D. Foley, A. Haldemann, R. O. Kuzmin, G. Landis, L. D. V. Neakrase, G. Neukum, S. W. Squyres, R. Sullivan, S. D. Thompson, P. L. Whelley, and D. Williams. Martian variable features : New insight from the Mars Express Orbiter and the Mars Exploration Rover Spirit. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110(E9) :6002–+, June 2005a.
- R. Greeley, R. E. Arvidson, P. W. Barlett, D. Blaney, N. A. Cabrol, P. R. Christensen, R. L. Fergason, M. P. Golombek, G. A. Landis, M. T. Lemmon, S. M. McLennan, J. N. Maki, T. Michaels, J. E. Moersch, L. D. V. Neakrase, S. C. R. Rafkin, L. Richter, S. W. Squyres, P. A. de Souza, R. J. Sullivan, S. D. Thompson, and P. L. Whelley. Gusev crater : Wind-related features and processes observed by the Mars Exploration Rover Spirit. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :2–+, Jan. 2006a.

- R. Greeley, B. H. Foing, H. Y. McSween, G. Neukum, P. Pinet, M. van Kan, S. C. Werner, D. A. Williams, and T. E. Zegers. Fluid lava flows in Gusev crater, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110(E9) : 5008–+, May 2005b.
- R. Greeley, R. O. Kuzmin, S. C. R. Raffin, T. I. Michaels, and R. Haberle. Wind-related features in Gusev crater, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108(E12) :18–1, Oct. 2003.
- R. Greeley, P. Pinet, D. A. Williams, C. Butler-Freeman, L. D. V. Neakrase, and G. Neukum. Detection of Martian Variable Features as a Function of Image Filter : HRSC Comparisons. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 38 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1376–+, Mar. 2007.
- R. Greeley, S. W. Squyres, R. E. Arvidson, P. Bartlett, J. F. Bell, D. Blaney, N. A. Cabrol, J. Farmer, B. Farrand, M. P. Golombek, S. P. Gorevan, J. A. Grant, A. F. C. Haldemann, K. E. Herkenhoff, J. Johnson, G. Landis, M. B. Madsen, S. M. McLennan, J. Moersch, J. W. Rice, L. Richter, S. Ruff, R. J. Sullivan, S. D. Thompson, A. Wang, C. M. Weitz, and P. Whelley. Wind-Related Processes Detected by the Spirit Rover at Gusev Crater, Mars. *Science*, 305 :810–821, Aug. 2004.
- R. Greeley, P. L. Whelley, R. E. Arvidson, N. A. Cabrol, D. J. Foley, B. J. Franklin, P. G. Geissler, M. P. Golombek, R. O. Kuzmin, G. A. Landis, M. T. Lemmon, L. D. V. Neakrase, S. W. Squyres, and S. D. Thompson. Active dust devils in Gusev crater, Mars : Observations from the Mars Exploration Rover Spirit. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :12–+, Dec. 2006b.
- E. A. Guinness. Spectral properties /0.04 to 0.75 microns/ of soils exposed at the Viking 1 landing site. *J. Geophys. Res.*, 86 :7983–7992, Sept. 1981.
- E. A. Guinness, R. E. Arvidson, I. H. D. Clark, and M. K. Shepard. Optical scattering properties of terrestrial varnished basalts compared with rocks and soils at the Viking Lander sites. *J. Geophys. Res.*, 102 :28687–28704, Dec. 1997.
- E. A. Guinness, R. E. Arvidson, M. A. Dale-Bannister, R. B. Singer, and E. A. Bruckenthal. On the spectral reflectance properties of materials exposed at the Viking landing sites. *J. Geophys. Res.*, 92 :575–+, Mar. 1987.
- E. A. Guinness, C. E. Leff, and R. E. Arvidson. Two Mars years of surface changes seen at the Viking Landing sites. *J. Geophys. Res.*, 87 :10051–10058, Nov. 1982.
- K. Gwinner, E. Hauber, G. Neukum, R. Jaumann, F. Scholten, and J. Oberst. Contribution of High Resolution Stereo Camera (HRSC) Data Analysis for Landing Site Selection on Mars. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1685–+, Mar. 2007.
- B. Hapke. Bidirectional reflectance spectroscopy. I - Theory. *Journal of Geophysical Research*, 86 :3039–3054, Apr. 1981.
- B. Hapke. Bidirectional reflectance spectroscopy. III - Correction for macroscopic roughness. *Icarus*, 59 :41–59, July 1984.
- B. Hapke. Bidirectional Reflectance Spectroscopy5. The Coherent Backscatter Opposition Effect and Anisotropic Scattering. *Icarus*, 157 :523–534, June 2002.
- B. Hapke. *Theory of reflectance and emittance spectroscopy*. Cambridge, 2005.
- B. W. Hapke, M. K. Shepard, R. M. Nelson, W. D. Smythe, and K. Mannatt. Comparison of the Bidirectional Reflectance of a Well-Characterized Powder with Predictions of Models Based on the Equation of Radiative Transfer. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, 2007.
- B. Hartman and D. Domingue. Scattering of Light by Individual Particles and the Implications for Models of Planetary Surfaces. *Icarus*, 131 :421–448, Feb. 1998.
- B. N. Hartman, D. Domingue, and A. Verbiscer. Scattering of Light by Individual Particles and the Implications for Models of Planetary Surfaces. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 27 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 495–+, Mar. 1996.
- W. K. Hartmann. Martian cratering VI. Crater count isochrons and evidence for recent volcanism from Mars Global Surveyor. *Meteoritics and Planetary Science*, 34 :167–177, Mar. 1999.
- E. Hauber, G. Neukum, J. Korteniemi, and The HRSC Target Selection Team. Target selection for the high resolution stereo camera (HRSC) on the ESA Mars Express mission. In B. H. Foing and B. Battrick, editors, *ESA SP-514 : Earth-like Planets and Moons*, pages 61–66, Oct. 2002.

- X. D. He, K. E. Torrance, F. X. Sillion, and D. P. Greenberg. A comprehensive physical model for light reflection. In *SIGGRAPH '91 : Proceedings of the 18th annual conference on Computer graphics and interactive techniques*, pages 175–186, New York, NY, USA, 1991. ACM Press. ISBN 0-89791-436-8.
- P. Helfenstein. The geological interpretation of photometric surface roughness. *Icarus*, 73 :462–481, Mar. 1988.
- P. Helfenstein and M. K. Shepard. Submillimeter-Scale Topography of the Lunar Regolith. *Icarus*, 141 :107–131, Sept. 1999.
- P. Helfenstein and J. Veverka. Photometric properties of lunar terrains derived from Hapke’s equation. *Icarus*, 72 :342–357, Nov. 1987.
- P. Helfenstein, J. Veverka, and J. Hillier. The Lunar Opposition Effect : A Test of Alternative Models. *Icarus*, 128 :2–14, July 1997.
- L. G. Henyey and J. L. Greenstein. Diffuse radiation in the Galaxy. *Annales d’Astrophysique*, 3 :117–+, Jan. 1940.
- K. E. Herkenhoff, S. W. Squyres, R. Anderson, B. A. Archinal, R. E. Arvidson, J. M. Barrett, K. J. Becker, J. F. Bell, C. Budney, N. A. Cabrol, M. G. Chapman, D. Cook, B. L. Ehlmann, J. Farmer, B. Franklin, L. R. Gaddis, D. M. Galuszka, P. A. Garcia, T. M. Hare, E. Howington-Kraus, J. R. Johnson, S. Johnson, K. Kinch, R. L. Kirk, E. M. Lee, C. Leff, M. Lemmon, M. B. Madsen, J. N. Maki, K. F. Mullins, B. L. Redding, L. Richter, M. R. Rosiek, M. H. Sims, L. A. Soderblom, N. Spanovich, R. Springer, R. M. Sucharski, T. Sucharski, R. Sullivan, J. M. Torson, and A. Yen. Overview of the Microscopic Imager Investigation during Spirit’s first 450 sols in Gusev crater. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :2–+, Feb. 2006.
- K. E. Herkenhoff, S. W. Squyres, J. F. Bell, J. N. Maki, H. M. Arneson, P. Bertelsen, D. I. Brown, S. A. Collins, A. Dingizian, S. T. Elliott, W. Goetz, E. C. Hagerott, A. G. Hayes, M. J. Johnson, R. L. Kirk, S. McLennan, R. V. Morris, L. M. Scherr, M. A. Schwochert, L. R. Shiraishi, G. H. Smith, L. A. Soderblom, J. N. Sohl-Dickstein, and M. V. Wadsworth. Athena Microscopic Imager investigation. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108 :6–1, Nov. 2003.
- J. K. Hillier and B. J. Buratti. Monte carlo simulations of light scattering by composite particles in planetary surface. *Icarus*, 149 :251–261, 2001.
- T. Hiroi, M. Abe, K. Kitazato, S. Abe, B. E. Clark, S. Sasaki, M. Ishiguro, and O. S. Barnouin-Jha. Developing space weathering on the asteroid 25143 Itokawa. *Nature*, 443 :56–58, Sept. 2006.
- N. M. Hoekzema and K. Gwinner. Optical Depth Retrievals from HRSC Stereo Images. In A. Albee, editor, *Sixth International Conference on Mars*, pages 3153–+, July 2003.
- N. M. Hoekzema, W. J. Markiewicz, A. Inada, S. H. Hviid, H. U. Keller, K. Gwinner, H. Hoffmann, J. A. Meima, G. Neukum, HRSC, and MER Science. Atmospheric optical depths from HRSC stereo images of Gusev crater and elsewhere on Mars. In *Bulletin of the American Astronomical Society*, volume 36 of *Bulletin of the American Astronomical Society*, pages 1157–+, Nov. 2004.
- J. Holland. *Adaptation in natural and artificial system*. The University of Michigan Press, 1975.
- B. M. Hynek. Implications for hydrologic processes on Mars from extensive bedrock outcrops throughout Terra Meridiani. *Nature*, 431 :156–159, Sept. 2004.
- B. M. Hynek, R. E. Arvidson, and R. J. Phillips. Geologic setting and origin of Terra Meridiani hematite deposit on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 107 :5088–+, Oct. 2002.
- B. M. Hynek and K. Singer. Ground truth from the Opportunity Rover for Mars thermal inertia data. *Geophysical Research Letters*, 34 :11201–+, June 2007.
- A. Inada, A. M. Nakamura, and T. Mukai. Wavelength dependence of reflectance of Martian surface fogs. *Advances in Space Research*, 29 :209–214, 2002.
- R. P. Irwin, A. D. Howard, and T. A. Maxwell. Geomorphology of Ma’adim Vallis, Mars, and associated paleolake basins. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109(E18) :12009–+, Dec. 2004.
- M. A. Ivanov and J. W. Head. Alba Patera, Mars : Topography, structure, and evolution of a unique late Hesperian-early Amazonian shield volcano. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :9003–+, Sept. 2006.

- B. M. Jakosky, B. M. Hynek, S. M. Pelkey, M. T. Mellon, S. Martínez-Alonso, N. E. Putzig, N. Murphy, and P. R. Christensen. Thermophysical properties of the MER and Beagle II landing site regions on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111, Aug. 2006.
- A. Jehl, P. C. Pinet, A. Cord, Y. Daydou, D. Baratoux, S. Chevrel, N. Manaud, R. Greeley, M. A. Kreslavsky, J. Raitala, H. Hoffmann, K. Gwinner, F. Scholten, T. Roatsch, R. Jaumann, G. Neukum, and Mars Express HRSC Co-Investigator Team. Improved Surface Photometric Mapping Across Gusev and Apollinaris from an HRSC/Mars Express Integrated Multi-Orbit Dataset : Implication on Hapke Parameters Determination. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 37 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1219–+, Mar. 2006.
- D. J. Jerolmack, D. Mohrig, J. P. Grotzinger, D. A. Fike, and W. A. Watters. Spatial grain size sorting in eolian ripples and estimation of wind conditions on planetary surfaces : Application to Meridiani Planum, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :12–+, May 2006.
- J. R. Johnson, N. T. Bridges, R. Anderson, K. E. Herkenhoff, J. Maki, S. Murchie, A. Dummel, R. Jaumann, F. Trauthan, and G. Arnold. Preliminary results on photometric properties of materials at the Sagan Memorial Station, Mars. *J. Geophys. Res.*, 104 :8809–8830, Apr. 1999.
- J. R. Johnson, W. M. Grundy, and M. T. Lemmon. Dust deposition at the Mars Pathfinder landing site : observations and modeling of visible/near-infrared spectra. *Icarus*, 163 :330–346, June 2003.
- J. R. Johnson, W. M. Grundy, M. T. Lemmon, J. F. Bell, M. J. Johnson, R. Deen, R. E. Arvidson, W. H. Farrand, E. Guinness, A. G. Hayes, K. E. Herkenhoff, F. Seelos, J. Soderblom, and S. Squyres. Spectrophotometric properties of materials observed by Pancam on the Mars Exploration Rovers : 2. Opportunity. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :12–+, Dec. 2006a.
- J. R. Johnson, W. M. Grundy, M. T. Lemmon, J. F. Bell, M. J. Johnson, R. G. Deen, R. E. Arvidson, W. H. Farrand, E. A. Guinness, A. G. Hayes, K. E. Herkenhoff, F. Seelos, J. Soderblom, and S. Squyres. Spectrophotometric properties of materials observed by Pancam on the Mars Exploration Rovers : 1. Spirit. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :2–+, Feb. 2006b.
- S. Kaasalainen, K. Muinonen, and J. Piironen. Comparative study on opposition effect of icy solar system objects. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 70 :529–543, Aug. 2001.
- J. Kaler. *Les étoiles Vie et mort des soleils lointains*. Pour la science : Diffusion Belin, 1997.
- A. Kamei, M. Kogachi, T. Mukai, and A. M. Nakamura. Incident angle dependence of backscattered light by regolith layers. *Advances in Space Research*, 23 :1205–1208, 1999.
- K. M. Kinch, J. Sohl-Dickstein, J. F. Bell, J. R. Johnson, W. Goetz, and G. A. Landis. Dust deposition on the Mars Exploration Rover Panoramic Camera (Pancam) calibration targets. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112(E11) :6–+, Apr. 2007.
- R. Kirk, L. Soderblom, G. Cunshing, and T. Tituus. Joint Analysis of Visible and Infrared Images : A "Magic Airbrush" for Qualitative and Quantitative Topography. *Photogrammetric Engineering Remote Sensing*, 71 (10) :1167–1178, Oct. 2005.
- R. Kirk, S. Squyres, G. Neukum, the MER Athena Team, and the HRSC Co-Investigator Team. Topographic mapping of Mars : from hectometer to micrometer scales. Commission IV, WG IV/9.
- R. L. Kirk, E. Howington-Kraus, D. Galuszka, B. Redding, T. M. Hare, C. Heipke, J. Oberst, G. Neukum, and HRSC Co-Investigator Team. Mapping Mars with HRSC, ISIS, and SOCET SET. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 37 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 2050–+, Mar. 2006.
- R. L. Kirk, E. Howington-Kraus, B. Redding, D. Galuszka, T. M. Hare, B. A. Archinal, L. A. Soderblom, and J. M. Barrett. High-resolution topomapping of candidate MER landing sites with Mars Orbiter Camera narrow-angle images. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108(E12) :29–1, Dec. 2003.
- R. L. Kirk, E. Howington-Kraus, M. R. Rosiek, D. Cook, J. Anderson, K. Becker, B. A. Archinal, L. Keszthelyi, R. King, A. S. McEwen, and Hirise Team. Ultrahigh Resolution Topographic Mapping of Mars with HiRISE Stereo Images : Methods and First Results. *LPI Contributions*, 1353 :3381–+, July 2007.
- R. L. Kirk, E. Howington-Kraus, L. A. Soderblom, and B. A. Archinal. Topographic Mapping of Mars : Approaching the Human Scale. *AGU Fall Meeting Abstracts*, pages D10+, Dec. 2002.
- L. Kirkland, A. Treiman, and S. Murchie. Photometry of bright regions on Mars - ISM results. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 729–+, Mar. 1997.

- T. Kobayashi and T. Ono. Estimation of planetary surface roughness using radio sounder A-scope data. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :6–+, June 2006.
- A. S. Konopliv, C. F. Yoder, E. M. Standish, D.-N. Yuan, and W. L. Sjogren. A global solution for the Mars static and seasonal gravity, Mars orientation, Phobos and Deimos masses, and Mars ephemeris. *Icarus*, 182 : 23–50, May 2006.
- O. Korablev, N. Ignatiev, A. Fedorova, A. Rodin, L. Zasova, J. L. Bertaux, F. Montmessin, T. Encrenaz, E. Lelouch, T. Fouchet, V. Formisano, M. D. Smith, D. Titov, M. Tschimmel, L. Maltagliati, R. T. Clancy, and A. Sprague. Water in Mars atmosphere : comparison of recent data sets. In F. Forget, M. A. Lopez-Valverde, M. C. Desjean, J. P. Huot, F. Lefevre, S. Lebonnois, S. R. Lewis, E. Millour, P. L. Read, and R. J. Wilson, editors, *Mars Atmosphere Modelling and Observations*, pages 244–+, Feb. 2006.
- O. I. Korablev, V. A. Krasnopolsky, A. V. Rodin, and E. Chassefiere. Vertical structure of Martian dust measured by solar infrared occultations from the PHOBOS spacecraft. *Icarus*, 102 :76–87, Mar. 1993.
- M. A. Kreslavsky, N. V. Bondarenko, P. C. Pinet, J. Raitala, B. H. Foing, G. Neukum, and Mars Express HRSC Co-Investigator Team. Mapping of Photometric Anomaly of Martian Surface with HRSC Data. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, pages 2211–+, Mar. 2006.
- A. Kukko, J. Hyypä, and R. Kuittinen. Use of HRSC-A for sampling bidirectional reflectance. *International Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 59 :323–341, Nov. 2005.
- R. O. Kuzmin, R. Greeley, R. Landheim, and N. Cabrol. Geologic mapping of Gusev Crater-Ma’adim Vallis Region, Mars. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 779–+, Mar. 1997.
- R. O. Kuzmin, R. Greeley, R. Landheim, N. Cabrol, and J. Farmer. Geologic map of the MTM-15182 and MTM-15187 quadrangles, Gusev Crater-Ma adim Vallis region, Mars, Map I-2666. U.S. Geol. Surv., 2000.
- R. O. Kuzmin, R. Greeley, S. C. R. Rafkin, and R. Haberle. Wind-Related Modification of Some Small Impact Craters on Mars. *Icarus*, 153 :61–70, Sept. 2001.
- J. H. Lambert. *Photometria sive de mensura de gratibus luminis, colorum umbrae*. Eberhard Klett, 1760.
- P. Lampen, F. Trauthan, A. Dummel, G. Arnold, and R. Jaumann. Spectroscopic and photometric evaluation of images from the Mars Pathfinder camera. *Analytica Chimica Acta*, 420 :229–237, 2000.
- R. Landheim, N. A. Cabrol, R. Greeley, and J. D. Farmer. Stratigraphic Assessment of Gusev Crater as an Exobiology Landing Site. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, 1994.
- J. Laskar, A. C. M. Correia, M. Gastineau, F. Joutel, B. Levrard, and P. Robutel. Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars. *Icarus*, 170 :343–364, Aug. 2004.
- M. T. Lemmon and Athena Science Team. Mars Exploration Rover Atmospheric Imaging : Dust Storms, Dust Devils, Dust Everywhere. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, pages 2181–+, Mar. 2006.
- R. Li, B. A. Archinal, R. E. Arvidson, J. Bell, P. Christensen, L. Crumpler, D. J. Des Marais, K. Di, T. Duxbury, M. Golombek, J. Grant, R. Greeley, J. Guinn, A. Johnson, R. L. Kirk, M. Maimone, L. H. Matthies, M. Malin, T. Parker, M. Sims, S. Thompson, S. W. Squyres, and L. A. Soderblom. Spirit rover localization and topographic mapping at the landing site of Gusev crater, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) : 2–+, Jan. 2006.
- R. Li, Z. G., N. J. Schmidt, C. Fowler, and G. Tuell. Photogrammetric processing of high-resolution airborne and satellite linear array stereo images for mapping applications. *Int. J. Remote Sensing*, 23, 2002.
- K. Lichtenberg, R. Arvidson, F. Poulet, R. Morris, D. Ming, A. Knudson, J. Johnson, and D. Rogers. Coordinated Analyses of Orbital and Spirit Rover Data to Characterize the Nature of Surface Materials in Gusev Crater, Mars. *AGU Fall Meeting Abstracts*, pages D95+, Dec. 2006.
- M. C. Malin, J. F. Bell, W. M. Calvin, B. A. Cantor, R. T. Clancy, K. S. Edgett, L. Edwards, R. M. Haberle, P. B. James, S. W. Lee, P. C. Thomas, and M. J. Wolff. Initial Observations by the MRO Mars Color Imager and Context Camera. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 38 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 2068–+, Mar. 2007a.
- M. C. Malin, J. F. Bell, B. A. Cantor, M. A. Caplinger, W. M. Calvin, R. T. Clancy, K. S. Edgett, L. Edwards, R. M. Haberle, P. B. James, S. W. Lee, M. A. Ravine, P. C. Thomas, and M. J. Wolff. Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 (E11) :5–+, May 2007b.

- M. C. Malin, W. Calvin, R. T. Clancy, R. M. Haberle, P. B. James, S. W. Lee, P. C. Thomas, and M. A. Caplinger. The Mars Color Imager (MARCI) on the Mars Climate Orbiter. *Journal of Geophysical Research*, 106 :17651–17672, Aug. 2001.
- M. C. Malin, G. E. Danielson, A. P. Ingersoll, H. Masursky, J. Veverka, M. A. Ravine, and T. A. Soulanille. Mars Observer Camera. *Journal of Geophysical Research*, 97 :7699–7718, May 1992.
- M. C. Malin and K. S. Edgett. Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera : Interplanetary cruise through primary mission. *Journal of Geophysical Research*, 106 :23429–23570, Oct. 2001.
- M. C. Malin, K. S. Edgett, L. V. Posiolova, S. M. McColley, and E. Z. N. Dobrea. Present-Day Impact Cratering Rate and Contemporary Gully Activity on Mars. *Science*, 314 :1573–, Dec. 2006.
- W. J. Markiewicz, H. U. Keller, N. Thomas, D. Titov, and F. Forget. Optical properties of the Martian aerosols in the visible spectral range. *Advances in Space Research*, 29 :175–181, 2002.
- P. D. Martin, A. Cord, B. H. Foing, T. E. Zegers, M. van Kan, P. C. Pinet, Y. Daydou, H. Hoffmann, E. Hauber, R. Jaumann, G. Neukum, and The HRSC Co-Investigator Team. Photometric and Compositional Surface Properties of the Gusev Crater Region, Mars, as Derived from Multi-Angle, Multi-Spectral Investigation of Mars Express HRSC Data. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 36 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1687–+, Mar. 2005.
- S. Martínez-Alonso, B. M. Jakosky, M. T. Mellon, and N. E. Putzig. A volcanic interpretation of Gusev Crater surface materials from thermophysical, spectral, and morphological evidence. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110(E9) :1003–+, Jan. 2005.
- D. J. McCleese, J. T. Schofield, W. Adou, O. Aharonson, S. B. Calcutt, P. Irwin, D. M. Kass, A. Kleinboeh, C. B. Leovy, S. Lewis, D. A. Paige, P. L. Read, M. I. Richardson, F. W. Taylor, and R. W. Zurek. High Vertical and Temporal Resolution Observations of the Martian Atmosphere. *LPI Contributions*, 1353 :3252–+, July 2007a.
- D. J. McCleese, J. T. Schofield, F. W. Taylor, S. B. Calcutt, M. C. Foote, D. M. Kass, C. B. Leovy, D. A. Paige, P. L. Read, and R. W. Zurek. Mars Climate Sounder : An investigation of thermal and water vapor structure, dust and condensate distributions in the atmosphere, and energy balance of the polar regions. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :5–+, May 2007b.
- T. M. McCollom and B. M. Jakosky. Interpretation of planetary radar observations - The relationship between actual and inferred slope distributions. *Journal of Geophysical Research*, 98 :1173–1184, Jan. 1993.
- T. H. McConnochie, J. F. Bell, D. Savransky, G. Mehall, M. Caplinger, P. R. Christensen, L. Cherednik, K. Bender, and A. Dombovari. Calibration and in-flight performance of the Mars Odyssey Thermal Emission Imaging System visible imaging subsystem (THEMIS VIS). *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) : 6018–+, June 2006.
- T. B. McCord, J. B. Adams, G. Bellucci, J.-P. Combe, A. R. Gillespie, G. Hansen, H. Hoffmann, R. Jaumann, G. Neukum, P. Pinet, F. Poulet, and K. Stephan. Mars Express High Resolution Stereo Camera spectrophotometric data : Characteristics and science analysis. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112, June 2007.
- A. S. McEwen. Photometric functions for photoclinometry and other applications. *Icarus*, 92 :298–311, Aug. 1991.
- A. S. McEwen, W. A. Delamere, E. M. Eliason, J. A. Grant, V. C. Gulick, C. J. Hansen, K. E. Herkenhoff, L. Keszthelyi, R. L. Kirk, M. T. Mellon, S. W. Squyres, N. Thomas, and C. Weitz. HiRISE : The High Resolution Imaging Science Experiment for Mars Reconnaissance Orbiter. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1163–+, Mar. 2002.
- A. S. McEwen, E. M. Eliason, J. W. Bergstrom, N. T. Bridges, C. J. Hansen, W. A. Delamere, J. A. Grant, V. C. Gulick, K. E. Herkenhoff, L. Keszthelyi, R. L. Kirk, M. T. Mellon, S. W. Squyres, N. Thomas, and C. M. Weitz. Mars Reconnaissance Orbiter’s High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112, May 2007.
- A. S. McEwen, B. S. Preblich, E. P. Turtle, N. A. Artemieva, M. P. Golombek, M. Hurst, R. L. Kirk, D. M. Burr, and P. R. Christensen. The rayed crater Zunil and interpretations of small impact craters on Mars. *Icarus*, 176 :351–381, Aug. 2005.
- A. F. McGuire and B. W. Hapke. An experimental study of light scattering by large, irregular particles. *Icarus*, 113 :134–155, Jan. 1995.

- J. Meysonnette and T. Lepine. *Bases de radiometrie Optique. 2eme edition*. Cepadues-Edition, 2001.
- P. MIGNOT. *Chapitre 1 Interaction lumiere-matiere*, 2004-2005.
- K. A. Milam, K. R. Stockstill, J. E. Moersch, H. Y. McSween, L. L. Tornabene, A. Ghosh, M. B. Wyatt, and P. R. Christensen. THEMIS characterization of the MER Gusev crater landing site. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108(E12) :19–1, Dec. 2003.
- M. Minnaert. The principle of reciprocity in lunar photometry. *Astrophysical Journal*, 93, 1941.
- R. V. Morris, R. E. Arvidson, S. Murchie, J. F. Bell, D. Humm, K. Lichtenberg, F. Seelos, M. Wolff, and Crism Science Team. Initial Results from the MRO-CRISM Hyperspectral Imaging Spectrometer for the Columbia Hills in Gusev Crater on Mars. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 38 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1469–+, Mar. 2007.
- P. J. Mouginis-Mark and S. K. Rowland. The geomorphology of planetary calderas. *Geomorphology*, 37 :201–223, January 2001.
- L. Moura. *Chapitre I : L'equation de transfert radiatif*. PhD thesis, Institut National des Sciences Appliquees de Lyon, 2000.
- S. Murchie, R. Arvidson, P. Bedini, K. Beisser, J.-P. Bibring, J. Bishop, J. Boldt, P. Cavender, T. Choo, R. T. Clancy, E. H. Darlington, D. Des Marais, R. Espiritu, D. Fort, R. Green, E. Guinness, J. Hayes, C. Hash, K. Heffernan, J. Hemmler, G. Heyler, D. Humm, J. Hutcheson, N. Izenberg, R. Lee, J. Lees, D. Lohr, E. Malaret, T. Martin, J. A. McGovern, P. McGuire, R. Morris, J. Mustard, S. Pelkey, E. Rhodes, M. Robinson, T. Roush, E. Schaefer, G. Seagrave, F. Seelos, P. Silverglate, S. Slavney, M. Smith, W.-J. Shyong, K. Strohbehn, H. Taylor, P. Thompson, B. Tossman, M. Wirzburger, and M. Wolff. Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112, May 2007.
- A. Mushkin and A. R. Gillespie. Mapping sub-pixel surface roughness on Mars using high-resolution satellite image data. *Geophysical Research Letters*, 33 :18204–+, Sept. 2006.
- T. A. Mutch, R. E. Arvidson, E. A. Guinness, A. B. Binder, and E. C. Morris. The geology of the Viking Lander 2 site. *Journal of Geophysical Research*, 82 :4452–4467, Sept. 1977.
- G. Neukum, A. T. Basilevsky, S. van Gasselt, R. Greeley, E. Hauber, J. W. Head, H. Hoffmann, B. A. Ivanov, R. Jaumann, T. B. McCord, S. Preussmann, S. Werner, D. A. Williams, U. Wolf, and HRSC Co-Investigator Team. New Insights into the Geological Evolution of Mars Through the Mars Express High Resolution Stereo Camera (HRSC). In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, pages 2379–+, Mar. 2006.
- G. Neukum and R. Jaumann. *HRSC : the High Resolution Stereo Camera of Mars Express*, pages 17–35. ESA SP-1240 : Mars Express : the Scientific Payload, Aug. 2004.
- G. Neukum, J. Oberst, G. Schwarz, J. Flohrer, I. Sebastian, R. Jaumann, H. Hoffmann, U. U. Carsenty, K. Eichentopf, and R. Pischel. The Multiple Line Scanner Camera Experiment for the Russian Mars 96 Mission : Status Report and Prospects for the Future. 1995.
- G. A. Neumann, J. B. Abshire, O. Aharonson, J. B. Garvin, X. Sun, and M. T. Zuber. Mars Orbiter Laser Altimeter pulse width measurements and footprint-scale roughness. *Geophysical Research Letters*, 30 :15–1, June 2003.
- C. Ngo, J. Verdet, and J. Vial. *Soleil*. Librairie Arthème Fayard, Cit   des sciences et de l'industrie, 2004.
- S. A. Nowicki and P. R. Christensen. Rock abundance on Mars from the Thermal Emission Spectrometer. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :5007–+, May 2007.
- J. Oberst, G. Neukum, H. Hoffmann, R. Jaumann, E. Hauber, J. Albertz, T. B. McCord, and W. J. Markiewicz. The HRSC Experiment on Mars Express : First Imaging Results from the Commissioning Phase. *AGU Fall Meeting Abstracts*, pages A214+, Dec. 2004.
- M. E. Ockert-Bell, J. F. Bell, J. B. Pollack, C. P. McKay, and F. Forget. Absorption and scattering properties of the Martian dust in the solar wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, 102 :9039–9050, Apr. 1997.
- D. A. Paige, M. P. Golombek, J. N. Maki, T. J. Parker, L. S. Crumpler, J. A. Grant, and J. P. Williams. MER Small Crater Statistics : Evidence Against Recent Quasi-Periodic Climate Variations. *LPI Contributions*, 1353 :3392–+, July 2007.

- T. J. Parker, R. L. Kirk, and M. E. Davies. Location and Geologic Setting for the Viking 1 Lander. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 2040–+, Mar. 1999.
- M. Pätzold, F. M. Neubauer, L. Carone, A. Hagermann, C. Stanzel, B. Häusler, S. Remus, J. Selle, D. Hagl, D. P. Hinson, R. A. Simpson, G. L. Tyler, S. W. Asmar, W. I. Axford, T. Hagfors, J.-P. Barriot, J.-C. Cerisier, T. Imamura, K.-I. Oyama, P. Janle, G. Kirchengast, and V. Dehant. *MaRS : Mars Express Orbiter Radio Science*, pages 141–163. ESA SP-1240 : Mars Express : the Scientific Payload, Aug. 2004.
- S. M. Pelkey, B. M. Jakosky, and P. R. Christensen. Surficial properties in Gale Crater, Mars, from Mars Odyssey THEMIS data. *Icarus*, 167 :244–270, Feb. 2004.
- B. T. Phong. Illumination for Computer Generated Pictures. *Comm. ACM*, 18, 1975.
- J. L. Piatek, B. W. Hapke, R. M. Nelson, W. D. Smythe, and A. S. Hale. Scattering properties of planetary regolith analogs. *Icarus*, 171 :531–545, Oct. 2004.
- G. Picardi, D. Biccari, R. Seu, J. Plaut, W. T. K. Johnson, R. L. Jordan, A. Safaenili, D. A. Gurnett, R. Huff, R. Orosei, O. Bombaci, D. Calabrese, and E. Zampolini. *MARSIS : Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding*, pages 51–69. ESA SP-1240 : Mars Express : the Scientific Payload, Aug. 2004.
- P. C. Pinet, A. Jehl, A. Cord, Y. Daydou, D. Baratoux, S. Chevrel, N. Manaud, R. Greeley, H. Hoffmann, K. Gwinner, F. Scholten, T. Roatsch, R. Jaumann, G. Neukum, J. F. Bell, III, R. E. Arvidson, J. R. Johnson, S. W. Squyres, Mars Express HRSC Co-Investigator Team, and Mer Science Team. Mars Express/HRSC Imaging Photometry and MER Spirit/PANCAM In Situ Spectrophotometry Within Gusev. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 37 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1220–+, Mar. 2006.
- P. C. Pinet and C. Rosemberg. Regional Photometry and Spectral Albedo of the Eastern Hemisphere of Mars in the 0.7-1. Micron Domain. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1640–+, Mar. 2001.
- R. Pischel, H. Hoffmann, T. Roatsch, V. Companys, M. Lauer, T. Zegers, and M. Ricketts. Mars Express science planning and operations and their accuracy . First Mars Express Science Conference.
- E. V. Pitjeva. High-Precision Ephemerides of Planets EPM and Determination of Some Astronomical Constants. *Solar System Research*, 39 :176–186, May 2005.
- J. B. Pollack, M. E. Ockert-Bell, and M. K. Shepard. Viking Lander image analysis of Martian atmospheric dust. *Journal of Geophysical Research*, 100 :5235–5250, Mar. 1995.
- J. B. Pollack and O. B. Toon. Quasi-periodic climate changes on Mars - A review. *Icarus*, 50 :259–287, June 1982.
- C. Pomerol, Y. Lagabriele, and M. Renard. *Elements de Geologie*. Dunod, 2005.
- F. Poulet, R. E. Arvidson, J.-P. Bibring, S. Murchie, C. Gomez, R. Morris, S. Wiseman, Y. Langevin, and B. Gondet. Can the Formation Models of the Meridiani Planum Outcrops be Applied to the Entire Etched Terrains of Terra Meridiani? *LPI Contributions*, 1353 :3184–+, July 2007a.
- F. Poulet, R. E. Arvidson, C. Gomez, J.-P. Bibring, R. V. Morris, Y. Langevin, and B. Gondet. Surface Composition of Terra Meridiani and Western Arabia Terra from OMEGA. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 38 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1219–+, Mar. 2007b.
- F. Poulet, J. N. Cuzzi, D. P. Cruikshank, T. Roush, and C. M. Dalle Ore. Comparison between the Shkuratov and Hapke Scattering Theories for Solid Planetary Surfaces : Application to the Surface Composition of Two Centaurs. *Icarus*, 160 :313–324, Dec. 2002.
- B. S. Preblich, A. S. McEwen, and D. M. Studer. Mapping rays and secondary craters from the Martian crater Zunil. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :5006–+, May 2007.
- N. E. Putzig, M. T. Mellon, K. A. Kretke, and R. E. Arvidson. Global thermal inertia and surface properties of Mars from the MGS mapping mission. *Icarus*, 173 :325–341, Feb. 2005.
- H. Rahman, B. Pinty, and M. M. Verstraete. Coupled surface-atmosphere reflectance (CSAR) model. 2 : Semiempirical surface model usable with NOAA advanced very high resolution radiometer data. *Journal of Geophysical Research*, 98 :20791–+, Nov. 1993.
- M. S. Rice, J. F. Bell, J. R. Johnson, and T. M. Hare. Surface Albedo Observations at Gusev Crater and Meridiani Planum, Mars. *LPI Contributions*, 1353 :3155–+, July 2007.

- R. Rieder, T. Economou, H. Wanke, A. Turkevich, J. Crisp, J. Breckner, G. Dreibus, and H. Y. McSween, Jr. The Chemical Composition of Martian Soil and Rocks Returned by the Mobile Alpha Proton X-ray Spectrometer : Preliminary Results from the X-ray Mode. *Science*, 278 :1771–+, Dec. 1997.
- R. Jaumann et al. The high resolution camera (hrsc) experiment on mars express : Instrument aspects and experiment conduct from interplanetary cruise through the nominal mission. 2006.
- M. S. Robinson, P. J. Mouginis-Mark, J. R. Zimbelman, and S. S. C. Wu. Chronology, eruption duration, and atmospheric contribution of Apollinaris Patera, Mars. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1209–1210, Mar. 1993.
- R. Sandau and K. Brieb. System Design Aspect of a SpaceBorn Wide Angle OptoElectronic Stereo Scanner. September 12-16 1994. Villa Olmo, Como - Italy.
- R. S. Saunders, R. E. Arvidson, G. D. Badhwar, W. V. Boynton, P. R. Christensen, F. A. Cucinotta, W. C. Feldman, R. G. Gibbs, C. Kloss, Jr., M. R. Landano, R. A. Mase, G. W. McSmith, M. A. Meyer, I. G. Mitrofanov, G. D. Pace, J. J. Plaut, W. P. Sidney, D. A. Spencer, T. W. Thompson, and C. J. Zeitlin. 2001 Mars Odyssey Mission Summary. *Space Science Reviews*, 110 :1–36, Jan. 2004.
- C. Schlick. An inexpensive BRDF model for physically-based rendering. *Computer Graphics Forum*, 13(3) : 233–246, 1994.
- R. Schmidt, M. Spiegel, C. Heipke, J. Oberst, G. Neukum, and The HRSC Co-Investigator Team. Automatic Tie Point Generation for the Processing of HRSC Imagery of the Mars Express Mission. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, pages 1769–+, Mar. 2005.
- J. T. Schofield, J. R. Barnes, D. Crisp, R. M. Haberle, S. Larsen, J. A. Magalhaes, J. R. Murphy, A. Seiff, and G. Wilson. The Mars Pathfinder Atmospheric Structure Investigation/Meteorology. *Science*, 278 :1752–+, Dec. 1997.
- F. Scholten, K. Gwinner, T. Roatsch, K.-D. Matz, M. Wahlsch, B. Giese, J. Oberst, R. Jaumann, G. Neukum, and the HRSC CoI-Team. Mars express hrsc data processing-methods and operational aspects. *Photogrammetric Engineering Remote Sensing*, 10, October 2005.
- D. Scott and M. Carr. Geologic map of Mars : U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I 1083, scale 1 : 25,000,000. U.S. Geol. Surv., 1978.
- D. Scott and M. Carr. Geologic map of the eastern equatorial region of Mars : U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I 1802 B, scale 1 :15,000,000. U.S. Geol. Surv., 1987.
- D. Scott and M. Chapman. Geologic and topographic maps of the Elysium paleolake basin, Mars : U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I 2397, scale 1 :5,000,000. U.S. Geol. Surv., 1995.
- R. Seu, D. Biccari, R. Orosei, L. V. Lorenzoni, R. J. Phillips, L. Marinangeli, G. Picardi, A. Masdea, and E. Zampolini. SHARAD : The MRO 2005 shallow radar. *Planetary and Space Science*, 52 :157–166, Jan. 2004.
- R. Seu, G. Picardi, A. Masdea, D. Biccari, M. Provenziani, M. Cutigni, E. Giacomoni, O. Fuga, L. Marinangeli, E. Pettinelli, R. Orosei, A. Frigeri, E. Flamini, R. J. Phillips, L. M. Carter, J. J. Plaut, A. Safaeinili, J. W. Holt, C. J. Leuschen, S. E. Smrekar, B. Campbell, and W. Kofman. SHARAD Performance and Science Results. *LPI Contributions*, 1353 :3253–+, July 2007.
- M. K. Shepard, R. E. Arvidson, and E. A. Guinness. Specular scattering on a terrestrial playa and implications for planetary surface studies. *Journal of Geophysical Research*, 98 :18707–+, Oct. 1993a.
- M. K. Shepard, R. E. Arvidson, E. A. Guinness, and D. W. Deering. Scattering behavior of Lunar Lake playa determined from parabola bidirectional reflectance data. *Geophysical Research Letters*, 18 :2241–2244, Dec. 1991.
- M. K. Shepard and B. A. Campbell. Shadows on a Planetary Surface and Implications for Photometric Roughness. *Icarus*, 134 :279–291, Aug. 1998.
- M. K. Shepard, B. A. Campbell, M. H. Bulmer, T. G. Farr, L. R. Gaddis, and J. J. Plaut. The roughness of natural terrain : A planetary and remote sensing perspective. *Journal of Geophysical Research*, 106 :32777–32796, Dec. 2001.
- M. K. Shepard, E. A. Guinness, and R. E. Arvidson. The roughness of the Martian surface : A scale dependent model. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1293–1294, Mar. 1993b.

- M. K. Shepard and P. Helfenstein. A test of the Hapke photometric model. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :3001–+, Mar. 2007.
- Y. Shkuratov, A. Ovcharenko, E. Zubko, O. Miloslavskaya, K. Muinonen, J. Piironen, R. Nelson, W. Smythe, V. Rosenbush, and P. Helfenstein. The Opposition Effect and Negative Polarization of Structural Analogs for Planetary Regoliths. *Icarus*, 159 :396–416, Oct. 2002.
- Y. G. Shkuratov, M. A. Kreslavsky, A. A. Ovcharenko, D. G. Stankevich, E. S. Zubko, C. Pieters, and G. Arnold. Opposition Effect from Clementine Data and Mechanisms of Backscatter. *Icarus*, 141 :132–155, Sept. 1999.
- Y. G. Shkuratov, D. G. Stankevich, D. V. Petrov, P. C. Pinet, A. M. Cord, Y. H. Daydou, and S. D. Chevrel. Interpreting photometry of regolith-like surfaces with different topographies : shadowing and multiple scattering. *Icarus*, 173 :3–15, Jan. 2005.
- S. Silverman and P. Christensen. Successful Mars remote sensors, MO THEMIS and MER Mini-TES. *Acta Astronautica*, 59 :1039–1047, Oct. 2006.
- B. Smith. Geometrical shadowing of a random rough surface. *Antennas and Propagation*, 15 :668–671, Sept. 1967.
- D. E. Smith, M. T. Zuber, H. V. Frey, J. B. Garvin, J. W. Head, D. O. Muhleman, G. H. Pettengill, R. J. Phillips, S. C. Solomon, H. J. Zwally, W. B. Banerdt, T. C. Duxbury, M. P. Golombek, F. G. Lemoine, G. A. Neumann, D. D. Rowlands, O. Aharonson, P. G. Ford, A. B. Ivanov, C. L. Johnson, P. J. McGovern, J. B. Abshire, R. S. Afzal, and X. Sun. Mars Orbiter Laser Altimeter : Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 106 :23689–23722, Oct. 2001a.
- M. D. Smith, J. L. Bandfield, and P. R. Christensen. Separation of atmospheric and surface spectral features in Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer (TES) spectra. *Journal of Geophysical Research*, 105 : 9589–9608, Apr. 2000.
- M. D. Smith, J. C. Pearl, B. J. Conrath, and P. R. Christensen. Thermal Emission Spectrometer results : Mars atmospheric thermal structure and aerosol distribution. *Journal of Geophysical Research*, 106 :23929–23945, Oct. 2001b.
- P. H. Smith, J. F. Bell, III, N. T. Bridges, D. T. Britt, L. Gaddis, R. Greeley, H. U. Keller, K. E. Herkenhoff, R. Jaumann, J. R. Johnson, R. L. Kirk, M. Lemmon, J. N. Maki, M. C. Malin, S. L. Murchie, J. Oberst, T. J. Parker, R. J. Reid, R. Sablotny, L. A. Soderblom, C. Stoker, R. Sullivan, N. Thomas, M. G. Tomasko, W. Ward, and E. Wegryn. Results from the Mars Pathfinder Camera. *Science*, 278 :1758–+, Dec. 1997.
- J. M. Soderblom, J. F. Bell, M. Y. H. Hubbard, and M. J. Wolff. Martian phase function : Modeling the visible to near-infrared surface photometric function using HST-WFPC2 data. *Icarus*, 184 :401–423, Oct. 2006a.
- J. M. Soderblom, J. F. Bell, III, J. R. Johnson, J. N. Maki, M. J. Wolff, and Athena Science Team. Photometry of the Martian Surface Using Data from the Navigation Cameras on the Mars Exploration Rovers Spirit and Opportunity. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, pages 1935–+, Mar. 2006b.
- S. W. Squyres, R. E. Arvidson, E. T. Baumgartner, J. F. Bell, P. R. Christensen, S. Gorevan, K. E. Herkenhoff, G. Klingelhöfer, M. B. Madsen, R. V. Morris, R. Rieder, and R. A. Romero. Athena Mars rover science investigation. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108 :3–1, Dec. 2003.
- S. W. Squyres, R. E. Arvidson, J. F. Bell, J. Brückner, N. A. Cabrol, W. Calvin, M. H. Carr, P. R. Christensen, B. C. Clark, L. Crumpler, D. J. Des Marais, C. d’Uston, T. Economou, J. Farmer, W. Farrand, W. Folkner, M. Golombek, S. Gorevan, J. A. Grant, R. Greeley, J. Grotzinger, L. Haskin, K. E. Herkenhoff, S. Hviid, J. Johnson, G. Klingelhöfer, A. Knoll, G. Landis, M. Lemmon, R. Li, M. B. Madsen, M. C. Malin, S. M. McLennan, H. Y. McSween, D. W. Ming, J. Moersch, R. V. Morris, T. Parker, J. W. Rice, L. Richter, R. Rieder, M. Sims, M. Smith, P. Smith, L. A. Soderblom, R. Sullivan, H. Wänke, T. Wdowiak, M. Wolff, and A. Yen. The Spirit Rover’s Athena Science Investigation at Gusev Crater, Mars. *Science*, 305 :794–800, Aug. 2004.
- S. W. Squyres, R. E. Arvidson, D. L. Blaney, B. C. Clark, L. Crumpler, W. H. Farrand, S. Gorevan, K. E. Herkenhoff, J. Hurowitz, A. Kusack, H. Y. McSween, D. W. Ming, R. V. Morris, S. W. Ruff, A. Wang, and A. Yen. Rocks of the Columbia Hills. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :2–+, Feb. 2006a.
- S. W. Squyres, R. E. Arvidson, D. Bollen, J. F. Bell, J. Brückner, N. A. Cabrol, W. M. Calvin, M. H. Carr, P. R. Christensen, B. C. Clark, L. Crumpler, D. J. Des Marais, C. d’Uston, T. Economou, J. Farmer, W. H. Farrand, W. Folkner, R. Gellert, T. D. Glotch, M. Golombek, S. Gorevan, J. A. Grant, R. Greeley, J. Grotzinger, K. E. Herkenhoff, S. Hviid, J. R. Johnson, G. Klingelhöfer, A. H. Knoll, G. Landis, M. Lemmon, R. Li, M. B. Madsen, M. C. Malin, S. M. McLennan, H. Y. McSween, D. W. Ming, J. Moersch, R. V. Morris, T. Parker, J. W. Rice,

- L. Richter, R. Rieder, C. Schröder, M. Sims, M. Smith, P. Smith, L. A. Soderblom, R. Sullivan, N. J. Tosca, H. Wänke, T. Wdowiak, M. Wolff, and A. Yen. Overview of the Opportunity Mars Exploration Rover Mission to Meridiani Planum : Eagle Crater to Purgatory Ripple. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111 (E10) :12–+, Dec. 2006b.
- R. Sullivan, R. Arvidson, J. F. Bell, P. Geissler, M. Golombek, R. Greeley, J. Grotzinger, K. Herkenhoff, J. Johnson, B. Jolliff, A. Knoll, S. W. Squyres, S. Thompson, P. Whelley, and C. Weitz. Insights into Martian Aeolian Processes from Mars Exploration Rovers Spirit and Opportunity. *LPI Contributions*, 1353 :3049–+, July 2007.
- R. Sullivan, D. Banfield, J. F. Bell, W. Calvin, D. Fike, M. Golombek, R. Greeley, J. Grotzinger, K. Herkenhoff, D. Jerolmack, M. Malin, D. Ming, L. A. Soderblom, S. W. Squyres, S. Thompson, W. A. Watters, C. M. Weitz, and A. Yen. Aeolian processes at the Mars Exploration Rover Meridiani Planum landing site. *Nature*, 436 : 58–61, July 2005a.
- R. Sullivan, J. F. Bell, III, W. Farrand, J. Grotzinger, K. Herkenhoff, J. Johnson, L. Richter, C. Weitz, and P. Whelley. Mars Exploration Rover Spirit Investigation of the "El Dorado" Sand Deposit. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 37 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1829–+, Mar. 2006.
- R. J. Sullivan, J. F. Bell, III, W. M. Calvin, D. Fike, M. P. Golombek, R. Greeley, J. P. Grotzinger, K. E. Herkenhoff, D. Jerolmack, M. C. Malin, D. Ming, L. A. Soderblom, S. W. Squyres, S. Thompson, W. A. Watters, C. M. Weitz, and A. S. Yen. Aeolian Processes at the Mars Exploration Rover Opportunity Landing Site. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, volume 36 of *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1942–+, Mar. 2005b.
- M. A. Szwast, M. I. Richardson, and A. R. Vasavada. Surface dust redistribution on Mars as observed by the Mars Global Surveyor and Viking orbiters. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111, Nov. 2006.
- G. L. Tayler, G. Balmino, D. P. Hinson, W. L. Sjogren, D. E. Smith, R. Woo, S. W. Asmar, M. J. Connally, C. L. Hamilton, and R. A. Simpson. Radio Science Investigations With Mars Observer. *Journal of Geophysical Research*, 97 :7759–7779, May 1992.
- V. G. Tejfel, N. V. Sinyayeva, A. N. Aksenov, and G. A. Kharitonova. The Experience of the Mars Normal Albedo and Limb Darkening Coefficients Mapping from the Observations During 1990 Opposition. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pages 1417–+, Mar. 1992.
- T. E. Thorpe. Viking Orbiter photometric observations of the Mars phase function July through November 1976. *J. Geophys. Res.*, 82 :4161–4165, Sept. 1977.
- T. E. Thorpe. Martian surface properties indicated by the opposition effect. *Icarus*, 49 :398–415, Mar. 1982.
- D. V. Titov, W. J. Markiewicz, N. Thomas, H. U. Keller, M. G. Tomasko, M. Lemmon, and P. H. Smith. On the optical studies of the atmospheric water vapour from the surface of Mars. *Planetary and Space Science*, 48 :1423–1427, Dec. 2000.
- A. D. Toigo and M. I. Richardson. Meteorology of proposed Mars Exploration Rover landing sites. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108(E12) :33–1, Nov. 2003.
- M. G. Tomasko, L. R. Doose, M. Lemmon, P. H. Smith, and E. Wegryn. Properties of dust in the Martian atmosphere from the Imager on Mars Pathfinder. *Journal of Geophysical Research*, 104 :8987–9008, Apr. 1999.
- O. B. Toon, W. R. Ward, and J. A. Burns. Climatic Change on Mars : Hot Poles at High Obliquity. In *Bulletin of the American Astronomical Society*, pages 450–+, June 1977.
- L. L. Tornabene, J. E. Moersch, H. Y. McSween, A. S. McEwen, J. L. Piatek, K. A. Milam, and P. R. Christensen. Identification of large (2–10 km) rayed craters on Mars in THEMIS thermal infrared images : Implications for possible Martian meteorite source regions. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :10006–+, Oct. 2006.
- K. E. Torrance and E. M. Sparrow. Theory for off-specular reflection from roughened surfaces. *Journal of the Optical Society of America (1917-1983)*, 57 :1105–+, Sept. 1967.
- D. Toublanc. Henyey-Greenstein and Mie phase functions in Monte Carlo radiative transfer computations. *Applied Optics*, 35 :3270–+, June 1996.
- T. S. Trowbridge and K. P. Reitz. Average irregularity representation of a rough surface for ray reflection. *Journal of the Optical Society of America (1917-1983)*, 65 :531–+, May 1975.
- H. C. van de Hulst. *Light scattering by small particles*. New York : Dover, 1981, 1981.

- J. Veverka, J. Goguen, S. Yang, and J. L. Elliot. Near-opposition limb darkening of solids of planetary interest. *Icarus*, 33 :368–379, Feb. 1978.
- M. Vincendon, Y. Langevin, F. Poulet, J.-P. Bibring, and B. Gondet. Analysis of the Contribution of Aerosols in OMEGA and CRISM Observations of the Polar Regions of Mars. *LPI Contributions*, 1353 :3159–+, July 2007a.
- M. Vincendon, Y. Langevin, F. Poulet, J.-P. Bibring, and B. Gondet. Recovery of surface reflectance spectra and evaluation of the optical depth of aerosols in the near-IR using a Monte Carlo approach : Application to the OMEGA observations of high-latitude regions of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112 :8–+, July 2007b.
- A. Wang, J. F. Bell, and R. Li. Salty Soils at Gusev Crater as Revealed by Mars Exploration Rover Spirit. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, volume 38 of *Lunar and Planetary Inst. Technical Report*, pages 1196–+, Mar. 2007.
- G. J. Ward. Measuring and modeling anisotropic reflection. In *SIGGRAPH '92 : Proceedings of the 19th annual conference on Computer graphics and interactive techniques*, pages 265–272, New York, NY, USA, 1992. ACM Press. ISBN 0-89791-479-1.
- J. G. Ward, R. E. Arvidson, and M. Golombek. The size-frequency and areal distribution of rock clasts at the Spirit landing site, Gusev Crater, Mars. *Geophysical Research Letters*, 32 :11203–+, June 2005.
- W. A. Watters. Structure of Polygonal Craters at Meridiani Planum, Mars, and a Model Relating Target Structure to Crater Shape. In *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 2006.
- C. M. Weitz, R. C. Anderson, J. F. Bell, W. H. Farrand, K. E. Herkenhoff, J. R. Johnson, B. L. Jolliff, R. V. Morris, S. W. Squyres, and R. J. Sullivan. Soil grain analyses at Meridiani Planum, Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :12–+, Sept. 2006.
- D. A. Williams, R. Greeley, S. Werner, G. Neukum, D. A. Crown, T. K. P. Gregg, K. Gwinner, J. Raitala, and HRSC Co-Investigator Team. Tyrrhena Patera : Volcanic History Derived from HRSC-based Crater Counts. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, pages 1306–+, Mar. 2006.
- A. Wilson and A. Chicarro, editors. *Mars Express : the scientific payload*, volume 1240 of *ESA Special Publication*, Aug. 2004.
- R. J. Wilson, D. Hinson, and M. D. Smith. GCM simulations of transient eddies and frontal systems in the martian atmosphere. In F. Forget, M. A. Lopez-Valverde, M. C. Desjean, J. P. Huot, F. Lefevre, S. Lebonnois, S. R. Lewis, E. Millour, P. L. Read, and R. J. Wilson, editors, *Mars Atmosphere Modelling and Observations*, pages 154–+, Feb. 2006.
- S. M. Wiseman, J. L. Griffes, R. E. Arvidson, S. Murchie, F. Poulet, A. T. Knudson, F. P. Seelos, N. Tosca, and Crism Science Team. New Analyses of MRO CRISM, HiRISE, and CTX Data over Layered Sedimentary Deposits in Meridiani. *LPI Contributions*, 1353 :3111–+, July 2007.
- M. J. Wolff, M. D. Smith, R. T. Clancy, N. Spanovich, B. A. Whitney, M. T. Lemmon, J. L. Bandfield, D. Banfield, A. Ghosh, G. Landis, P. R. Christensen, J. F. Bell, and S. W. Squyres. Constraints on dust aerosols from the Mars Exploration Rovers using MGS overflights and Mini-TES. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E10) :12–+, Dec. 2006.
- S. S. C. Wu, A. A. Elassal, R. Jordan, and F. J. Schafer. Photogrammetric application of Viking orbital photography. *Planetary and Space Science*, 30 :45–53, Jan. 1982.
- H. Yano, T. Kubota, H. Miyamoto, T. Okada, D. Scheeres, Y. Takagi, K. Yoshida, M. Abe, S. Abe, O. Barnouin-Jha, A. Fujiwara, S. Hasegawa, T. Hashimoto, M. Ishiguro, M. Kato, J. Kawaguchi, T. Mukai, J. Saito, S. Sasaki, and M. Yoshikawa. Touchdown of the Hayabusa Spacecraft at the Muses Sea on Itokawa. *Science*, 312 :1350–1353, June 2006.
- Y. Yokota, M. Ishiguro, A. M. Nakamura, R. Nakamura, D. Tholen, P. Smith, J. Saito, T. Kubota, and T. Hashimoto. Opposition Effect on Itokawa : Preliminary Report from Hayabusa Images. In S. Mackwell and E. Stansbery, editors, *37th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, pages 2445–+, Mar. 2006.
- M. T. Zuber, F. G. Lemoine, D. E. Smith, A. S. Konopliv, S. E. Smrekar, and S. W. Asmar. Mars Reconnaissance Orbiter Radio Science Gravity Investigation. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112, May 2007.

M. T. Zuber, D. E. Smith, S. C. Solomon, D. O. Muhleman, J. W. Head, J. B. Garvin, J. B. Abshire, and J. L. Bufton. The Mars Observer laser altimeter investigation. *Journal of Geophysical Research*, 97 :7781–7797, May 1992.

R. W. Zurek and S. E. Smrekar. An overview of the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) science mission. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 112(E11) :5–+, May 2007.

Abréviations et symboles

Géométrie : 9–11

Ω Angle solide	174
σ section efficace	174
Θ Angle de diffusion	
φ Angle d'Azimut relatif	
$\tilde{\mathbf{n}}'$ Pseudo Normal	
$\tilde{\mathbf{n}}$ Normal à la surface	
d_{spec} distance à la spécularité	
g Angle de phase	
G Etendue Géométrique	174
Émergence	
φ_e Azimut de l'émergence	
$\tilde{\mathbf{e}}$ Direction d'émergence	
\mathbf{e} Angle d'émergence	
Incidence	
φ_i Azimut de l'incidence	
$\tilde{\mathbf{i}}$ Direction d'incidence	
\mathbf{i} Angle d'incidence	
Plan Bi-normal	
Plan Principal	

Grandeurs Photométriques : 5–16

\hbar Constante de Planck	
λ_0 Longueur d'onde dans le vide	
$\bar{\theta}$ Rugosité au sens de Hapke	34
L_e Luminance émergente	
L_i Luminance incidente	
$p(g)$ Fonction de phase	19
ξ paramètres (HG1)	
\mathbf{b} paramètres (HG2)	
\mathbf{c} paramètres (HG2)	
HG1 Henyey-Greenstein à 1 paramètre	
HG2 Henyey-Greenstein à 2 paramètres	
r Réflectance bidirectionnelle	
BRDF Fonction de distribution	
RADF Facteur de radiance	
REFF Facteur de réflectance	
w Albédo de diffusion simple	18
Albédo	
A_b bolométrique	
A_h hémisphérique(plan)	
A_l Lambert	
A_m Minnaert	
A_n Normal	
A_p géométrique (physique)	
A_s Bond (spherique)	
Réflectance intégrée	
R_{cc} Réflectance bi-conique	
R_{hd} hémisphérique directionnel	
R_h hémisphérique	
R_s sphérique	

Instruments : 58

Aspera-3 Analyzer of Space Plasma and Energetic Atoms	
CRISM Compact Reconnaissance Imaging Spectrometers for Mars	
CTX Context Imager	
HIRISE High Resolution Imaging Science Experiment	
HRSC High Resolution Stereo Camera	
IRTM Infrared Thermal Mapper	
MARCI Mars Color Imager	
MARSIS Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding	
MaRS Mars Radio Science Experiment	
MAWD Mars Atmosphere Water Detector	
MCS Mars Climate Sounder	
MOC Mars Orbiter Camera	
MOC-NA Narrow angle	
MOC-WA Wide angle	
MOLA Mars Orbiter Laser Altimeter	
OMEGA Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité	
PFS Planetary Fourier Spectrometer	
SHARAD Shallow Subsurface Radar	
SPICAM Ultraviolet and Infrared Atmospheric Spectrometer	
SRC Super Resolution Channel	
TES Thermal Emission Spectrometer	
THERMIS Thermal Emission Imaging System	
VISA Visual Imaging Subsystem Camera	

Sondes : 58

Atterrisseur		58
MER-A Spirit		
MER-B Opportunity		
MER Mars Exploration Rover		
MPL Mars Polar Lander		
Pth Mars Pathfinder		
Vl1-2 Viking lander 1-2		
Orbiteur		57
MEx Mars Express		
MGS Mars Global Surveyor		
MO Mars Odyssey 2001		
MRO Mars Reconnaissance Orbiter		
VO Viking Orbiter		

Termes anglais

DTM Digital Terrain Modeling	177
EPF Emission Phase Function	62

RESUME :

Parmi les études novatrices que l'on peut aborder depuis l'orbite martienne en utilisant les données multiangulaires de l'instrument HRSC (canaux nadir, stéréographique et photométrique) de Mars Express, figure la détermination des caractéristiques physiques de la surface, pour cartographier les variations des propriétés physiques des sols et des roches de Mars et les relier aux observations spectroscopiques et thermiques réalisées par les instruments OMEGA, TES et THEMIS. Les modèles de Minnaert et de fonction de phase à deux termes de Hapke s'accordent pour démontrer que les observations multiangulaires de HRSC acquises au cours de la mission sur le cratère Gusev et le flanc sud de Apollinaris peuvent, sous certaines limites, être assemblées pour produire une fonction de phase couvrant un grand intervalle d'angles de phase ($5-95^\circ$) avec une résolution spatiale de l'ordre de 400 mètres à 1.6 kilomètres.

Combiné à la rugosité de surface, l'effet d'opposition joue un rôle significatif, suggérant que les propriétés optiques de l'état de surface au niveau de Gusev sont fortement influencées par la porosité, l'état de compaction et l'organisation de la couche superficielle du régolite. L'aspect cartographique de la présente étude photométrique est utile pour donner une meilleure signification aux variations observées. Selon les tendances générales de cette analyse, il est très probable que la variation photométrique observée, au moins pour les régions centre et Ouest du cratère Gusev, soit partiellement due aux régimes des vents dominants, ces derniers ayant une orientation Nord - Nord Ouest / Sud - Sud Est et induisant une perturbation de la couche supérieure de la surface. Les résultats de cette étude photométrique sont en accord avec des études indépendantes basées sur les données orbitales d'inertie thermique et de spectroscopie de réflectance, et également des données photométriques et d'imagerie microscopique réalisées in situ par les instrument du rover Spirit. Cela conforte l'idée de l'existence en surface d'une couche composée de poussière à grains fins qui aurait été enlevée au niveau des unités de faible albédo révélant ainsi un substrat basaltique sombre formé de matériaux à grains plus grossiers.

Ces résultats ouvrent de nouvelles possibilités pour documenter les processus de surface sur les planètes.

SUMMARY :

One of the new investigations from orbit that can be addressed with the multi-angular HRSC/ Mars-Express dataset generated with the nadir-looking, stereo and photometric channels, is to derive the surface photometric characteristics for mapping the variation of the soil/bedrock physical properties of Mars, and to relate them to the spectroscopic and thermal observations produced by OMEGA, TES and THEMIS instruments. Minnaert and two-term phase function Hapke models concur to demonstrate that HRSC multi-angular observations acquired over Gusev crater and Apollinaris southern flank along the ongoing Mars-Express mission can be, under some limitations, pieced together to derive integrated phase functions over a wide range of phase angles ($5-95^\circ$) at moderate spatial resolution on the order of 400 m-1.6 km.

In combination with the surface roughness variation, the opposition effect appears to play a significant role suggesting that the surface state optical properties across Gusev are strongly influenced by the porosity and packing characteristics of the upper layer of the Martian regolith. The mapping aspect of the present photometric investigation is quite useful to get a better sense of the meaning of the observed variations. Given the overall patterns derived from this analysis, it is quite likely that the observed photometric variation at least for the western and central part of Gusev crater is partly driven by the prevailing wind regimes considered to be oriented north-northwest / south-southeast and disturbing the very upper surface layer. The present photometric results agree with independent investigations based on orbital thermal inertia and reflectance spectroscopy, and on in situ photometric and microscopic imaging data returned by Spirit instruments. It supports the idea of a thin layer of fine-grained dust being stripped off in the low albedo units to reveal a dark basaltic substrate comprising coarse-grained materials.

These results open new possibilities for documenting planetary surface processes.

